

# Bilbao 2019 1-5 Julio / Uztaila Bizkaia Aretoa

# LIBRO DE RESÚMENES

# XV REUNIÓN NACIONAL DE CUATERNARIO

Bizkaia Aretoa - Bilbao, 1-5 Julio 2019

# LIBRO DE RESÚMENES



XV REUNIÓN NACIONAL CUATERNARIO Bilbao 2019

ISBN 978-84-17713-16-4 D.L. SS 693-2019.

# PRESENTACIÓN

#### AEQUA-Asociación Española para el

Estudio del Cuaternario es una entidad científica de carácter multidisciplinar, fundada en el año 1972, que aglutina a las/ os investigadoras/es que trabajan sobre el periodo Cuaternario (últimos 2,6 millones de años). Es miembro de INQUA-International Union for Quaternary Research desde 1980. AEQUA convoca reuniones científicas cada dos años: una Reunión Nacional y una Reunión Ibérica que van alternándose. La XIV Reunión Nacional se celebró en el Palacio de la Madraza de Granada en julio de 2015 y la IX Reunión de Cuaternario Ibérico tuvo lugar en la Universidad de Algarve (Faro, Portugal) en octubre de 2017. Durante la última asamblea general de AEQUA celebrada en Granada se aprobó la organización en Bilbao de la XV Reunión Nacional de Cuaternario, cuyo tema general es "Cambios ambientales y Huella humana".

El País Vasco presenta una larga tradición cuaternarista, dentro de cuyos principales hitos es posible destacar la publicación en el año 1917 de los primeros trabajos científicos sobre prehistoria vasca realizados por José Miguel de Barandiaran, Telesforo de Aranzadi y Enrique Eguren, la fundación en 1947 de la <u>Sociedad de</u> <u>Ciencias Aranzadi</u> para la investigación del medio natural y el patrimonio cultural, la celebración en 1990 de la primera reunión científica en Vitoria-Gasteiz bajo el título de International Conference on the Environment and the Human Society in the Western Pyrenees and the Basque Mountains during the Upper Pleistocene and the Holocene y, por último, el inicio en 2009 de los estudios universitarios de postgrado en Cuaternario: Cambios Ambientales y Huella Humana en la Universidad del País Vasco UPV/EHU (Máster y Doctorado).

Esta Reunión Nacional está organizada por la <u>Unidad de Formación e Investigación en</u> <u>Cuaternario</u> de la UPV/EHU, que desarrolla actividades docentes e investigadoras ligadas al estudio multidisciplinar de secuencias sedimentarias recientes. El objetivo de este congreso es la presentación de resultados científicos novedosos por parte de investigadoras/es y estudiantes de postgrado que muestren el avance en los estudios cuaternaristas desde el punto de vista geológico, prehistórico y antropológico, fomentando la discusión constructiva entre todas/os las/ os participantes.



### COMITÉ ORGANIZADOR

Alejandro Cearreta (Geología UPV/EHU, responsable) · Alvaro Arrizabalaga (Prehistoria UPV/ EHU) · Concepción De la Rúa (Antropología UPV/EHU) • Arantxa Bodego (Geología UPV/EHU) · Ane García-Artola (Geología UPV/EHU) · Marcos García-Díez (Prehistoria Universidad Complutense de Madrid) · María Jesús Irabien (Geología UPV/EHU) · Neskuts Izagirre (Antropología UPV/EHU) • Ana Pascual (Geología UPV/ EHU) · Julio Rodríguez-Lázaro (Geología UPV/EHU) · Pablo G. Silva (Presidente AEQUA)

### COMITÉ CIENTÍFICO

Juantxo Agirre (Prehistoria Aranzadi) · Alfonso Alday (Prehistoria UPV/EHU) · Santos Alonso (Antropología UPV/EHU) · Josu Aranbarri (Geografía UPV/EHU) · Arantza Aranburu (Geología UPV/EHU) • Martin Arriolabengoa (Geología UPV/ EHU) · Alvaro Arrizabalaga (Prehistoria UPV/EHU) · Juan Ignacio Baceta (Geología UPV/ EHU) · Teresa Bardají (Geología UAH) · José María Bermúdez de Castro (Antropología CENIEH) Arantxa Bodego (Geología UPV/EHU) · Jaime Bonachea (Geología UNICAN) · César Borja (Geografía US) · Viola Bruschi (Geología UNICAN) · Alejandro Cearreta (Geología UPV/EHU) · Concepción De la Rúa (Antropología UPV/EHU) · Miren del Val (Geología CENIEH) · José Miguel Edeso (Geografía UPV/EHU) · Paco Etxeberria (Antropología UPV/EHU) · Sérgio Henrique Faria (Geología BC3) · Javier Fernández Eraso

(Prehistoria UPV/EHU) · Carlos Ferrer (Prehistoria DIVAL) • Diego Garate (Prehistoria UNICAN) · Ane García-Artola (Geología UPV/EHU) · Iñaki García Camino (Prehistoria Arkeologi Museoa) • Marcos García Díez (Prehistoria Universidad Complutense de Madrid) • José E. Gómez Arozamena (Geología UNICAN) Asier Gómez Olivencia (Antropología IKERBASQUE) María José González Amuchastegui (Geografía UPV/ EHU) • Penélope González Samperiz (Geografía CSIC) Inmaculada Guerrero (Geografía US) · Montserrat Hervella (Antropología UPV/EHU) · Asier Hilario (Geología Geogarapen) · Askoa Ibisate (Geografía UPV/EHU) · María Jesús Irabien (Geología UPV/EHU) • María José Iriarte (Prehistoria IKERBASQUE) · Neskuts Izagirre (Antropología UPV/EHU) · Montserrat Jiménez (Geología UNIOVI) • Itxaro Latasa (Geografía UPV/EHU) · Antonio Martínez Graña (Geología USAL) · Manuel Monge-Ganuzas (Geología Gobierno Vasco) • Lourdes Montes (Prehistoria UNIZAR) · Mario Morellón (Geología UNICAN) · José Antonio Mujika (Prehistoria UPV/EHU) • Orbange Ormaetxea (Geografía UPV/EHU) · Josep M. Parés (Geología CENIEH) · Ana Pascual (Geología UPV/EHU) · Juan Remondo (Geología UNICAN) · Joseba Rios (Prehistoria CENIEH) · Julio Rodríguez Lázaro (Geología UPV/EHU) · Miguel Ángel Rodríguez Pascua (Geología IGME) • José Antonio Sáenz de Buruaga (Prehistoria UPV/EHU) • Pablo G. Silva (Geología USAL) • Andoni Tarriño (Geología CENIEH) · Concepción Torres (Prehistoria UAM) · Blas Valero Garcés (Geología CSIC)

### COMITÉ COLABORADOR

Estudiantes de grado, máster y doctorado matriculadas/os en los programas de Geología v postgrado en Cuaternario: Cambios Ambientales y Huella Humana de la UPV/EHU: Iván Aguirre Barrasa • Jon Mirena Betanzos Trojaola · Ana de Dios Cubillas • Aitor Fernández Martín-Consuegra · Jon Gardogui Diaz · Josu Gonzalez Gonzalez · Mikel López Saiz · Naomí Mera Peña · Celia Mielgo Ruiz · Gonzalo Morcillo Giuliani Mikel Xabier Mosteiro • Iñaki Rebolledo · Manuel Rodríguez Itxaso Ruiz 
 Urko Santamaria Diaz • Roberto Vidal Equiluz • Ana Yepes Goitia • Mireia Zalama Carmona

### ENTIDADES COLABORADORAS

Aranzadi Zientzia Elkartea • Arkeologi Museoa • BC3-Basque Centre for Climate Change • Geogarapen-Asociación para la Gestión del Geoparque de la Costa Vasca • Sociedad Geológica de España • Sociedad Española de Geomorfología

#### ENTIDADES FINANCIADORAS

AEQUA-Asociación Española para el Estudio del Cuaternario • Universidad del País Vasco/ Euskal Herriko Unibertsitatea • Eusko Jaurlaritza/Gobierno Vasco • Beta Analytic

# **PROGRAMA GENERAL**

# 01 / julio

**AUDITORIO BAROJA AUDITORIO ARRIAGA** 09:00-09:30 Registro y Recogida documentación 09:30-10:00 Acto Inaugural 10:00-11:00 Conferencia Invitada: Javier Baena-Preysler PAUSA CAFÉ/PANELES 11:00-11:30 11:30-13:30 Comunicaciones Orales SC2: Comunicaciones Orales SC8: Geoarqueología, Prehistoria y Poblamiento Humano Sistemas Litorales, Marinos y Oceánicos 13:30-15:00 COMIDA 15:00-17:00 Comunicaciones Orales SC2: Comunicaciones Orales SC8: Geoarqueología, Prehistoria y Poblamiento Humano Sistemas Litorales, Marinos y Oceánicos 17:00-17:30 PAUSA CAFÉ/PANELES 17:30-19:30 Comunicaciones Orales ST5: Comunicaciones Orales SC2: Nota al margen cantábrico: Integración de Geoarqueología, Prehistoria y Poblamiento Humano registros y procesos cuaternarios

# 02 / julio



# 03 / julio

	AUDITORIO BAROJA	AUDITORIO ARRIAGA
09:00-10:00	Conferencia Invit	ada: Ana Moreno
10:00-11:00	Comunicaciones Orales SC6: Registros Paleoambientales, Edáficos y Paleoclimáticos	Comunicaciones Orales SC7: Sistemas Fluviales, Kársticos, Lacustres y otros Humedales Continentales
11:00-11:30	PAUSA CAF	É/PANELES
11:30-13:30	Comunicaciones Orales SC6: Registros Paleoambientales, Edáficos y Paleoclimáticos/ SC4: Glaciarismo y Periglaciarismo	Comunicaciones Orales SC7: Sistemas Fluviales, Kársticos, Lacustres y otros Humedales Continentales/ SC3: Geocronología y Métodos de Datación
13:30-15:00	COM	IIDA
15:00-17:00	Asamblea G	eneral AEQUA
17:00-17:30	PAUSA CAF	É/PANELES
17:30-19:30	Presentación Paneles	
21:00	CENA DEL	CONGRESO

# 04 / julio

	AUDITORIO BAROJA	AUDITORIO ARRIAGA
10:00-11:00	Conferencia Invitada: Ana Belén Marín-Arroyo	
11:00-11:30	PAUSA CAF	É/PANELES
11:30-13:30	Comunicaciones Orales SC5: Patrimonio Antropológico, Arqueológico y Geológico (001-009)	Comunicaciones Orales SC9: Tectónica Cuaternaria, Paleosismicidad y Vulcanismo
13:30-15:00	Acto de Claus	sura/ COMIDA
15:00-17:00	Asamblea General SEG	

# 05 / julio

09:00-19:30 Excursión post-reunión "El Cuaternario en el Geoparque de la Costa Vasca"

# Lunes 01 / julio

# **PROGRAMA DETALLADO**

### **AUDITORIO BAROJA**

### **AUDITORIO ARRIAGA**

	09:00-09:30	Registro y Recogida documentación						
	09:30-10:00	Acto Inaugural						
	10:00-11:00	Conferencia Invitada J <b>avier Baena-Preysler</b> . Fuera de las cuevas: La ocupación humana pleistocena del centro peninsular						
	11:00-11:30	PAUSA CAFÉ/PANELES		11:00-11:30	PAUSA CAFÉ/PANELES			
	11:30-11:45	Revisión y valoración de la secuencia industrial de Cova Negra (Valencia, España) / A. Eixea, V. Villaverde		11:30-11:45	Cambios climáticos durante los últimos 37.000 años detectados en el SE del Golfo de Vizcaya por medio de foraminíferos bentónicos) / A. Pascual, J. Rodríguez-Lázaro, Z. Varela, B. Martínez-			
lumano	11:45-12:00	Analizando la integridad de una secuencia paleolítica a partir de los remontajes de fragmentos laminares: el caso de la Cova de les Cendres (Teulada-Moraira, Alicante) / M.Á. Bel, Á. Martínez- Alfaro, V. Villaverde	s remontajes de fragmentos inte) / M.Á. Bel, Á. Martínez-		Geological characterization of coastal dunes in Gran Canaria (Spain) by sedimentologic, micropalaeontologic and petrographic analyses / I. Alonso, S. Rodríguez, L. Hernández-Calvento,			
miento H	12:00-12:15	Estudio microestratigráfico de los procesos de combustión del nivel VIII de Cova Negra (Xàtiva, València) / I. Oltra, M.M. Bergadà, I. Esteban, A. Eixea, V. Villaverde	SC8: Sistemas Litorales, Marinos y Oceánicos	12:00-12:15	El Holoceno en Canarias / A. Lomoschitz, A. Rodríguez Santana, A.J.G. Ramos, J.F. Betancort, J.			
eoarqueología, Prehistoria y Poblan	12:15-12:30	Gestión y determinación de las materias primas líticas y cadenas operativas durante el Magdaleniense inferior en la Región Cantábrica: el nivel G1 de la Cueva de El Cierro (Ribadesella, Asturias) / S. Martín-Jarque, D. Herrero-Alonso, A. Tarriño, D. Álvarez-Alonso, J. Bécares, J.F. Jordá Pardo, E. Álvarez-Fernández		12:15-12:30	Evolución ambiental holocena del Estuario del Oka (Reserva de la Biosfera de Urdaibai, sureste del Golfo de Bizkaia): respuesta al ascenso postglacial del nivel del mar / A. García-Artola, A. Cearreta, M. Monge-Ganuzas, B.P. Horton, D. Nikitina			
	12:30-12:45	Composición isotópica del estroncio en dientes de los individuos procedentes de dos yacimientos arqueológicos del Alto Ebro: movilidad e intercambio cultural durante el Campaniforme / L.A. Ortega, C. Alonso-Fernández, I. Guede, M.C. Zuluaga, A. Alonso-Olazabal, J. Jiménez-Echevarría		12:30-12:45	Ondas sedimentarias y morfologías erosivas en el talud insular de Gran Canaria (Islas Canarias, España) / M.J. Sánchez-García, I. Montoya-Montes, I. Alonso, O. Sánchez-Guillamón, M. Casamayor			
	12:45-13:00	Tecnología lítica de los últimos neandertales en el yacimiento de Peña Miel (Nieva de Cameros, La Rioja) /J. Rios-Garaizar, A. Eixea		12:45-13:00	Implicaciones del retroceso costero de acantilados en la conservación del patrimonio cultural: el ejemplo del Castro de El Castiellu de Podes (Asturias, norte de España) / M. Jiménez- Sánchez, M.J. Domínguez-Cuesta, D. Ballesteros, C. López-Fernández, P. González-Pumariega, P. Valenzuela			
SC2: G	13:00-13:15	Estudio biométrico de los bovinos del yacimiento de El Portalón (Atapuerca, Burgos) desde el Neolítico hasta el Bronce / M.A. Galindo-Pellicena, J.L. Arsuaga, J.M. Carretero		13:00-13:15	Reflejo estratigráfico de los forzamientos climáticos, neotectónicos y antrópicos en el paleopaisaje de la bahía de Mazarrón (Murcia) / T. Torres, J.E. Ortiz, M. Ros, P. Navarro, I. Manteca, J. López-			
	13:15-13:30	0 La Cueva de Los Casares (Riba de Saelices, Guadalajara) y su contenido grafico pleistocenico: un nuevo proyecto de análisis contextual /J.J. Alcolea-González, M. Alcaraz-Castaño			Cilla, L.A. Galán de Frutos, Y. Sánchez-Palencia, S. Ramallo, T. Rodríguez Estrella, A. Blázquez			
	13:30-15:00	<ul> <li>COMIDA</li> <li>Comportamiento paleoeconómico durante el comienzo del Paleolítico en la Región Cantábrica: el Abrigo de La Viña (La Manzaneda, Oviedo, Asturias) / L. Torres-Iglesias, A.B. Marín-Arroyo, M. de Le pasille.</li> </ul>		13:15-13:30	Evolución ambiental de los estuarios del Geoparque de la Costa Vasca durante el Holoceno y el Antropoceno / A. Cearreta, M.J. Irabien, J. Gómez Arozamena, N. El bani Altuna, A. Goffard, A. Fernández Martín-Consuegra, A. Hilario			
storia y o	15:00-15:15			13:30-15:00	COMIDA			
SC2: Geoarqueología, Prehis Poblamiento Humano	15:15-15:30	Límites cronológicos de la presencia humana durante el Pleistoceno medio en la cuenca baja del Río Miño (Pontevedra, España) / E. Méndez-Quintas, M. Santonja, A. Pérez-González, M. Demuro,	15:00-15:15	Afloramientos intermareales de beachrock holocenos en playas del sur del municipio de Telde (este de Gran Canaria) / J. Mangas, I. Menéndez, L.A. Quevedo-González				
		L.J. Arnold, M. Duval		15:15-15:30	Distribución y ecología de los ostrácodos actuales en el Estuario de Oyambre (Cantabria, España) / B. Martínez-García, A. Pascual, J. Rodríguez-Lázaro, J. Mendicoa			
	15:30-15:45	Identification of limestone and quarries exploited for medieval construction in eastern Normandy (France) based on geological data / D. Ballesteros, A. Painchault, B. Puente-Berdasco, C. Nehme, D. Todisco, J.I. García-Alonso, M. Vanaro, D. Mouralis		15:30-15:45	Foraminíferos bentónicos de las Dunas de Sonabia (Cantabria) como indicadores de cambios en la dirección del viento durante el Holoceno / A. Pascual, B. Martínez-García			

7

# Lunes 01 / julio

## **AUDITORIO BAROJA**

SC2 : Geoarqueología, Prehistoria y Poblamiento Humano	15:45-16:00	Cambios morfológicos en laderas de detritos y niveles pedemontanos pleistocenos y holocenos vinculados a actividades humanas, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, Argentina / J.M. Susena, R.O. Gentile, J. Remondo Tejerina
	16:00-16:15	La accesibilidad a los sectores decorados profundos en las cuevas paleolíticas: un nuevo método de estudio / I. Intxaurbe, D. Garate, M. Arriolabengoa
	16:15-16:30	Quimioestratigrafía de un sondeo sedimentario endokárstico en la Cueva de Nerja (Maro, Málaga): 25 ka de paleohidrología y frecuentación humana / E. Iriarte, I. Álvarez, M. Arriolabengoa, P. Bilbao, A. Bodego, M. del Val, C. Linán, A. Aranburu
	16:30-16:45	Nuevas evidencias del impacto de la minería aurífera romana mediante el estudio de marcadores geomorfológicos, drones y lidar en los piedemontes zamoranos / J. Fernández-Lozano, J.A. Blanco-Sánchez, R.M. Carrasco, J. Pedraza, J. Remondo, J. Bonachea, A. González-Díez, A.J. Méndez-Cecilia, G. Gutiérrez-Alonso
	16:45-17:00	Análisis geoarqueológico de un depósito de ocupación en la Cueva del Ocho (Cazalla de la Sierra, Sevilla, España) durante el Neolítico antiguo / C. Borja, J.A. Caro, G. Álvarez-García, F. Díaz del Olmo, J.M. Recio, A. Martínez, B. Gavilán, A. Pajuelo
	17:00-17:30	PAUSA CAFÉ/PANELES
	17:30-17:45	El yacimiento de Bolinkoba (Abadiño, Bizkaia): resultados de las nuevas campañas de excavación / M.J. Iriarte-Chiapusso, A. Arrizabalaga
miento Humano	17:45-18:00	Estudio geoarqueológico de la secuencia estratigráfica del yacimiento Los Graneros: Achelense pleno en el valle del Guadalquivir / J.A. Caro, F. Díaz del Olmo, M. Cañete, C. Borja, J.M. Recio
	18:00-18:15	Reconstrucción paleoambiental del yacimiento arqueológico del Paleolítico medio de Los Aljezares (Aspe, Alicante): implicaciones con otros yacimientos y depósitos cercanos / J. Cuevas- González, D. Díez-Canseco, J. Elez, A. Eixea, V. Ibáñez, O. Civieta
oria y Pobla	18:15-18:30	El uso de la espectrorradiometría para la caracterización del talco en yacimientos arqueológicos: el caso de la Peña del Castro (La Ercina, León) / D. Herrero-Alonso, M. Ferrer-Julià, E. González, E. García-Meléndez, E. Colmenero Hidalgo, N. Fuertes Prieto
SC2 : Geoarqueología, Prehist	18:30-18:45	Prospección arqueológica apoyada en recursos SIG en zonas de baja visibilidad y elevada incertidumbre / S. Vallejo, A. Maximiano
	18:45-19:00	Caracterización geológica del yacimiento arqueológico de Villasviejas del Tamuja (Cáceres) / M.T. De Tena, C. Pro, C. Charro, J.A. Salgado, V. Mayoral
	19:00-19:15	La secuencia aluvial del Bajo Guadalquivir (SW España) durante el Pleistoceno superior-Holoceno / F. Borja, C. Borja, F. Díaz del Olmo, J.M. Recio, J.A. Caro, J.A. Valiente, P. Fraile
	19:15.19:30	El Provencio (Cuenca, Spain): the research possibilities of a new complete stratigraphic and archaeological sequence from lower to middle Paleolithic / S.D. Domínguez-Solera, D. Moreno, C. Pérez, G.I. López, M. Muñoz

### **AUDITORIO ARRIAGA**

	16:00-17:00	Presentación del libro "KUATERNARIOA. 100 años de
		investigación cuaternaria" editado por la Sociedad de Ciencias Aranzadi
	17:00-17:30	PAUSA CAFÉ/PANELES
	17:30-17:45	Evidencias de paragénesis en cuevas kársticas de la vertiente cantábrica (norte de la Península Ibérica) / M. Arriolabengoa, D. Ballesteros, I. Álvarez, A. Aranburu, P. Bilbao, M. del Val, E. Iriarte, M. Jiménez-Sánchez
S	17:45-18:00	Evento 8.2k en la región cantábrica a partir de indicadores marinos (isótopos de oxígeno en gasterópodos) y terrestres (polen) / A. García-Escárzaga, S. Núñez de la Fuente, I. Gutiérrez- Zugasti, D. Cuenca-Solana, J. Martín-Chivelet, J.A. López Sáez, M.R. González-Morales
Cuaternario	18:00-18:15	Presencia de <i>Rupicapra y Plyomis</i> durante el MIS4-3 en áreas glaciadas de los Picos de Europa (norte de España): implicaciones paleoambientales / D. Ballesteros, D. Álvarez-Lao, A. Álvarez- Vena, J. Sanjurjo, P. Valenzuela, C. Laplana, I. DeFelipe, M. Jiménez-Sánchez
Procesos	18:15-18:30	Understanding Late Glacial palaeoenvironments, ecologies, and adaptability in the Cantabrian region: new isotopic evidence from La Riera cave (Asturias) / J.R. Jones, M.P. Richards, L.G. Straus, A.B. Marín Arroyo
	18:30-18:45	Avances en el estudio de la arquitectura estratigráfica y formación de las terrazas fluviales de los valles cantábricos / E. <mark>Iriarte, M. del Val, M. Arriolabengoa, I. Álvarez, P. Bilbao, A. Aranburu</mark>
	18:45-19:00	Cambios climáticos entre el Último Máximo Glaciar y los inicios del Holoceno en la Región Cantábrica a partir del análisis de isótopos estables del oxígeno en conchas marinas / R. Suárez Revilla, I. Gutiérrez Zugasti, L.J. Clarke, G.N. Bailey, M.R. González Morales

# Martes 02 / julio

### **AUDITORIO BAROJA**

09:00-10:00	Conferencia Invitada Carles Lalueza-Fox: Paleogenómica: avances y problemáticas en el conocimiento del pasado
10:00-10:15	Biografía isotópica de una mujer mesolítica de la Península Ibérica / T. Fernández-Crespo, J. Ordoño, R.J. Schulting
10:15-10:30	La despigmentación de la piel humana es un proceso evolutivo adaptativo con repercusiones biomédicas / S.A. Alonso, A. Sevilla, S. Olaechea, Smith-Zubiaga, A. Gª de Galdeano
10:30-10:45	Genómica de los cazadores-recolectores de la cornisa cantábrica: datos de la mujer mesolítica del yacimiento Aizpea (Aribe, Navarra) / M. Hervella, I. M. Laza, N.G. Ventades, C. de-la-Rúa
10:45-11:00	Las enfermedades reumáticas, el coste de la supervivencia durante la Pequeña Edad de Hielo / I.M. Laza, M. Hervella, C. de-la-Rúa, N. Izagirre
11:00-11:30	PAUSA CAFÉ/PANELES
11:30-11:45	Factores ambientales y artropatías inflamatorias: estudio diacrónico de la población inhumada en la catedral de Santa María (Vitoria- Gasteiz, Álava, S. XI-XIX) / <b>N.G. Ventades, C. Pérez-Rubio</b> , I.M. Laza, M. Hervella, C. de-la-Rúa
11:45-12:00	Raquitismo en la población de Vitoria-Gasteiz inhumada en la catedral de Santa María: influencia de los factores ambientales durante los siglos XI-XIX / C. Pérez-Rubio, N.G. Ventades, C. de-la- Rúa, M. Hervella
12:00-12:15	Supervivencia de dos linajes genéticos de cazadores-recolectores en la Península Ibérica / V. Villalba-Mouco, M.S. van de Loosdrecht, C. Posth, R. Mora, J. Martínez-Moreno, M. Rojo-Guerra, D.C. Salazar-García, J.I. Royo-Guillén, M. Kunst, H. Rougier, I. Crevecoeur, H. Arcusa-Magallón, C. Tejedor-Rodríguez, I. García-Martínez de Lagrán, R. Garrido-Pena, K.W. Alt, P. Utrilla, J. Krause, W. Haak
12:15-12:30	Análisis isotópico del carbono, nitrógeno y azufre de los restos humanos de El Toral III (Llanes, Asturias): implicaciones alimenticias y de movilidad / B. González-Rabanal, A.B. Marín-Arroyo, J.R. Jones, I. Gutiérrez-Zugasti, M.R. González-Morales
12:30-12:45	Los últimos cazadores-recolectores y los primeros agricultores en el abrigo de El Toral III (Llanes, Asturias): una aproximación antropológica / A. Estalrrich, B. González-Rabanal, A.B. Marín- Arroyo, I. Gutiérrez-Zugasti, M.R. González-Morales
12:45-13:00	Domesticación del perro en Europa. Contribución del yacimiento de Erralla (Zestoa, Gipuzkoa) / C. de-la-Rúa, J. Altuna, K. Mariezkurrena, M. Hervella
13:30-15:00	COMIDA

### **AUDITORIO ARRIAGA**

jistro sedimentario del Antropoceno	10:00-10:15	Impulsores antrópicos y climáticos en la evolución geoambiental de la región cantábrica durante el Antropoceno: integrando evidencias geomorfológicas y registros sedimentarios costeros y lacustres / M. Morellón, J. Remondo, J. Bonachea, V. Bruschi, J.L. Cavallotto, J. Fernández- Lozano, L.M. Forte, J.E. Gómez-Arozamena, A. González-Díez, F. González- Soto, I. Hernández- Almeida, M. Leira, C. Morales del Molino, V. Rivas, C. Sierra-Fernández, A. Cendrero
	10:15-10:30	El "Antropoceno" en Galicia: huella en las rías según el registro sedimentario de la contaminación por metales / R. Prego, M.A. Álvarez-Vázquez
	10:30-10:45	Registro sedimentario en marmitas de erosión fluvial, río Miño, Ourense / M.A. Á <b>lvarez-Vázquez,</b> A.M. Ramírez-Pérez, E. De Uña-Álvarez, E. de Blas, R. Prego
ST1: Re	10:45-11:00	Anthropocene sedimentation and the "Great Geomorphic Acceleration" / L.M. Forte, J. Remondo, A. Cendrero
	11:00-11:30	PAUSA CAFÉ/PANELES
ST1: Registro sedimentario del Antropoceno	11:30-11:45	Propiedades magnéticas de los sedimentos recientes de la Ría de Bilbao: un relato de contaminación industrial y recuperación postindustrial en el Antropoceno / V. Villasante-Marcos, M.J. Irabien, A. Cearreta
	11:45-12:00	Influencia antropogénica en el registro sedimentario de la Ria de Muros (NO de España) / B. Rubio, P. Álvarez-Iglesias, A. Andrade, D. Rey, B. Quintana, A.M. Bernabeu, A. López-Pérez
	12:00-12:15	El registro geológico antropoceno del <i>Basque Mud Patch</i> y su relación con los procesos costeros en el Golfo de Bizkaia / J. Gardoki, A. Cearreta, M.J. Irabien, J. Gómez Arozamena, A. Goffard, A. Fernández Martín-Consuegra
	12:15-12:30	Comunicación social del conocimiento científico sobre el Cuaternario y el Antropoceno: una visión desde la Geología / B. Martínez-García, E. Caballero

13:30-15:00 COMIDA

15:00-19:30

Excursión intra-reunión: Historia ambiental de la Ría de Bilbao y su registro sedimentario

# Miércoles 03 / julio

### **AUDITORIO BAROJA**

áticos/

09:00-10:00	Conferencia Invitada Ana Moreno: Nuevas aportaciones al conocimiento de los cambios climáticos abruptos del Cuaternario en la Península Ibérica
10:00-10:15	Periodos áridos durante los últimos 4000 años en los humedales costeros de Almenara y Benicasim (Comunidad Valenciana) / J.F. Mediato, R. Mediavilla, J.I. Santisteban, B. del Moral, C.J. Dabrio
10:15-10:30	Registro edáfico de los cambios paleoambientales en la Depresión del Guadalentín durante el Holoceno (Murcia, SE España) / E. Roquero, P.G. Silva, J. Élez, M.A. Rodríguez- Pascua, A. Medialdea, J.L. Giner, R. Pérez López, T. Bardají
10:30-10:45	Hitos paleoclimáticos de las Islas Canarias / A. Lomoschitz, J. Meco, J.F. Betancort
10:45-11:00	Beachrock, paleosuelo y aeolianita holocenas en el arco central de la Playa de las Canteras (NE de Gran Canaria, España) / A.C. Herrera-Holguín, I. Menéndez, J. Mangas
11:00-11:30	PAUSA CAFÉ/PANELES
11:30-11:45	Conos aluviales alimentados por campos dunares costeros durante el Pleistoceno en la zona de

SC6: Registros Paleoambientales, Edáficos y Paleoclimáticos, SC4: Glaciarismo y Periglaciarismo	11:30-11:45	Conos aluviales alimentados por campos dunares costeros durante el Pleistoceno en la zona de Cala en Baster (Formentera, Mediterráneo occidental) / L. Del Valle, J.J. Fornós, F. Pomar, G.X. Pons
	11:45-12:00	Revisión bibliográfica preliminar sobre los estudios del Cuaternario en áreas acarcavadas / J.F. Martínez-Murillo, D. Carruana, E. Nadal-Romero
	12:00-12:15	Decoding contourite successions in terms of bottom current speeds in the SW Mediterranean over the last 24 ka / B. Alonso, G. Ercilla, I. Cacho, D. Casas, N. López- González, G. Francés, F.J. Rodríquez-Tovar, J. Dorador, C. Juan, T. Vandorpe, J.T. Vázquez
	12:15-12:30	Recent rapid climate changes and alpine lake depositional dynamics in the central and eastern Pyrenees / A. Vicente de Vera, M. Galofre, O. Sociats, M. Felip, P. González Sampériz, A. Moreno, G. Gil Romera, M.P. Mata, B. Oliva, J.P. Corella, R. Copons, B. Valero Garcés
	12:30-12:45	Un poco del Cuaternario sobre la Antártida / G. Morcillo, S.H.Faria
	12:45-13:00	Environmental evolution since the last glaciation in the upper Garonne valley (Central Pyrenees) / M. Fernandes, M. Oliva, G. Vieira
	13:30-15:00	COMIDA

### **AUDITORIO ARRIAGA**

acustres les	10:00-10:15	Composición isotópica del estroncio biodisponible en suelos, aguas y plantas de la Cuenca del Ebro / I. Guede, L.A. Ortega, M.C. Zuluaga, A. Alonso-Olazabal, J. Rodríguez
ársticos,l	10:15-10:30	Edad de la captura de la Cuenca de Guadix-Baza / F.J. García-Tortosa, P. Alfaro, S. Giralt, I. Medina A. Arribas, I. Martin-Rojas
Fluviales, Ká umedales Co	10:30-10:45	La Cueva de Pozalagua (Bizkaia): ca 500 ka de historia geológica registrados gota a gota / A. Aranburu, I. Álvarez, A. Bodego, M. Arriolabengoa, E. Iriarte, M. del Val, P. Bilbao, J. Moreno, F. García- García, H. Cheng
27: Sistemas y otros H	10:45-11:00	San Pedro Sinkhole Deep Coring Project: A window to the Iberian times? / M. Bartolomé, A. Val, M. Leunda, M. Morellón, A. Moreno, F. Barreiro-Lostres, B. Oliva-Urcía, J.C. Gordillo, J.M. Ros, J. Royo, C. Sancho, P. González- Sampériz, B. Valero-Garcés
SC	11:00-11:30	PAUSA CAFÉ/PANELES
ŷn	11:30-11:45	Cronología de los depósitos tobáceos del Río Val (Cordillera Ibérica, provincia de Soria) / C. Sancho, M. Bartolomé, C. Arenas, J. Aranbarri, A. Moreno, H. Cheng, L.R. Edwards
SC7: Sistemas Fluviales, Kársticos, / SC3: Geocronología y Métodos de Datació	11:45-12:00	Calcretas, espeleotemas y depósitos aluviales: tres registros de una misma historia geológica (Nerja, Málaga)/ A. Aranburu, A. Bodego, C. Jiménez de Cisneros, I. Álvarez, C. Liñán, M. Arriolabengoa, P. Bilbao-Lasa, E. Iriarte, A. González-Ramón, H. Cheng, M. del Val
	12:00-12:15	Reconstrucción de la vegetación asociada a depósitos tobáceos fluviales holocenos del Sistema Ibérico / J. Aranbarri, C. Sancho, C. Arenas, M. Bartolomé, M.Alcolea, A. Celant, M. Leunda, P. González-Sampériz
	12:15-12:30	ESR dating of quartz grains and fossil tooth enamel from Huéscar-1 site (Guadix-Baza basin, Spain) / M. Duval, M. Demuro, L.J. Arnold, Q. Shao, J.M. Jiménez Arenas
	12:30-12:45	Geochronology of the cave sediments at Gran Dolina, Atapuerca (Spain): from iron oxides to human teeth/ J.M. Parés, M. Duval, D. Moreno, C. Álvarez, M. Sier, J. Rosell, J.M. Bermúdez de Castro, E. Carbonell
	13:30-15:00	COMIDA

15:00-17:00

Asamblea General AEQUA

17:00-17:30 PAUSA CAFÉ/PANELES

# Miércoles 03 / julio

### SALA DE EXPOSICIONES AXULAR

#### 17:30-19:30 Presentación Paneles

Estudio antropológico y biomecánico de los restos humanos del yacimiento de Lumentxa (Lekeitio, Bizkaia) / A. García-Sagastibelza, J.L. Arribas, D. Castex, D. López-Onaindia, E. Pomeroy, A. Rodríguez-Hidalgo, C. Couture-Veschambre, A. Gómez-Olivencia

Sexual dimorphism in the vertebral wedging of the human lumbar vertebrae and its importance as a comparative framework for understanding the wedging pattern of neanderthals / D. García-Martínez, S. Martelli, A. Gómez-Olivencia, J.M. Jiménez-Arenas, A. González Martín, M. Campo, O. Cambra-Moo, S. Lois Zlolniski, M. Bastir

Leopardos en la cueva de Llonin (Asturias, MIS3): estudio de la colección e interacción con los grupos humanos / A. Sanchis, L. Pérez, C. Real, E. Duarte, M. de la Rasilla

Estudio paleobiológico y tafonómico de los restos fósiles de la Cueva de Mainea (Uitzi, Navarra) / M. Rodríguez-Almagro, N. Sala, M. Arriolabengoa, F. Etxeberria, J. Rios-Garaizar, A. Hermoso de Mendoza, A.Gómez-Olivencia

Nuevos datos sobre el Cuaternario de Navarra: la colección paleontológica de Koskobilo (Olazti/Olazagutía) / A. Gómez-Olivencia, M. Arlegi, D. Arceredillo, E. Delson, A. Sanchis, C. Núñez-Lahuerta, M. Fernández-García, M. Villalba, J. Galán, A. Pablos, A. Rodríguez-Hidalgo, M.A. López-Horgue, V. Martínez-Pillado, J. Rios-Garaizar, M. Rodríguez-Almagro, J. van der Made

Buscando las primeras evidencias de *U. arctos* (Linnaeus, 1758) en la Península Ibérica: el yacimiento de Pleistoceno medio de la Cueva de Postes, Fuentes de León (Extremadura) / M. Villalba de Alvarado, J.L. Arsuaga Ferreras, J.R. Bello Rodrigo, A. Gómez-Olivencia, H. Collado Giraldo

La ciudad romana de Caraca: resultados geoarqueológicos preliminares / M.A. Perucha, M.A. Rodríguez-Pascua, J.F. Mediato, E. Gamo Pazos, J. Fernández Ortea

Nuevas estaciones de pintura rupestre en el Valle del Eria (Castrocontrigo, León) / J. Fernández-Lozano, R.M. Carrasco, J. Pedraza, J. Calis-Sánchez

Nuevas perspectivas para el conocimiento del origen y evolución del lago glaciar de Truchillas (León), mediante lidar y ecosonda de bajo coste / J. Fernández-Lozano, R. Andrés-Bercianos

Metodología de análisis, clasificación y empleo de un SIG en la elaboración de la litoteca del IIIPC / M. Frochoso, J.E. González Urquijo, P. Fernández Sánchez, B. González González, M.A. Barbés Miranda, V. Vicente García

El origen de la coloración roja de los espeleotemas de la Cueva de Goikoetxe (Busturia, Bizkaia): un indicador de cambios paleoclimáticos / V. Martínez-Pillado, I. Yusta, E. Iriarte, A. Aranburu, J.L. Arsuaga

Holocene flood variability and soil erosion in the Iberian Peninsula: a view from the lake records / J.P. Corella, B. Wilhelm, G. Benito, M. Morellón, A.-C. Favre, B.L. Valero-Garcés

Variabilidad climática durante la última deglaciación a partir del estudio del registro espeleotémico de la Cueva de Ostolo, Pirineos Occidentales, España / J.L. Bernal-Wormull, A. Moreno, C. Pérez-Mejías, M. Bartolomé, A. Aranburu, M. Arriolabengoa, E. Iriarte, C.Spötl, H. Cheng

Stable isotope evidence supporting the use of petrographic fabrics as a proxy to constrain paleoclimatic reconstructions from flowstones (Almería, SE Spain) / C. Jiménez de Cisneros, A. González-Ramón, C. Sequero, B. Andreo, I.J. Fairchild

Morfodinámica de desbordamiento de un río en gravas. Reconstruyendo la avenida del Saja de enero 2019 / G. Garzón, J.A. Ortega-Becerril, J. Garrote

Las terrazas fluviales cuaternarias del Río Ebro en el alto Ebro (Incinillas–Conchas de Haro) / A. Soria-Jáuregui, M.J. González-Amuchastegui, E. Serrano-Cañadas, J.M. Edeso-Fito, A. Lopetegi-Galarraga, M. Duval, J.M. Parés

Aportación al estudio finipleistoceno y holoceno de la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica a partir del modelado fluvial de un valle del alto Pisuerga, Palencia / A. Pisabarro, E. Serrano

El Pleistoceno medio y superior en la secuencia general de las terrazas del Guadalquivir (SGTG): nuevas dataciones por luminiscencia de la T12 y T13 en La Rinconada (SW de España) / R. Baena, P.P. Cunha, I.C. Guerrero-Amador, J.J. Fernández, M. Cortés, P.G. Silva, M. Simón, A.S. Murray, J.P. Buylaert

Procesos kársticos en Fuente Camacho (Granada): estudio geofísico y geomorfológico / M. Moreno-Sánchez, P. Ruano, J.P. Galve, C. Reyes-Carmona, J.V. Pérez-Peña, J.M. Azañón, G. Booth-Rea

Marmitas de gigante en pizarras: Río Tamuja (Botija, Cáceres) / M.T. de Tena Rey, E. Rebollada Casado, P. Muñoz Barco, C. Charro Lobato

Aproximación a las paleolíneas de costa en la plataforma del País Vasco en la última transgresión / P. Bilbao-Lasa, J. Jara-Muñoz, I. Álvarez, A. Aranburu, E. Iriarte, M. Arriolabengoa, M. del Val, I. Galparsoro

The exploitation of cetacean bone by Magdalenian foragers from the western part of the Cantabrian Region: first results / A. Lefebvre, J.M. Pétillon, E. Àlvarez-Fernández, M. De la Rasilla Vives, E. Duarte Matías, M. Cueto, J. Tapia, A.B. Marín-Arroyo

Forzamientos y análisis del material particulado en suspensión en la Ría de Vigo / N. Bienzobas, S. Bastón, M. Plaza, A.M. Bernabeu

Los efectos del terremoto de Lisboa de 1755 en el hospital de Totrijos, Toledo (España) / M.A. Rodríguez-Pascua, J. Morín de Pablos, M.A. Perucha, I. Sanchez Ramos, P.G. Silva, J. Giner Robles, J.R. González

# Jueves 04 / julio

### **AUDITORIO BAROJA**

10:00-11:00	Conferencia Invitada Ana Belén Marin-Arroyo: Influencia de la inestabilidad climática durante el MIS3 en la extinción de los neandertales: una aproximación multidisciplinar
11:00-11:30	PAUSA CAFÉ/PANELES
11:30-11:45	Propuesta de declaración de un geoparque en los valles de Soba, Asón y Miera (Cantabria, España) / J. Bonachea, F.J. Fernández-Lozano, V. Rivas, A. González-Díez, J. Remondo, G. Fernández- Maroto, P. Martínez-Cedrún, M. Morellón, J.R. Díaz de Terán
11:45-12:00	Dentition analysis of the Pleistocene equids ( <i>Equus ferus</i> and <i>Equus hydruntinus</i> ) from the Terrasses de la Riera dels Canyars site (Barcelona, NE Iberian Peninsula) / A. Sanz-Royo, M. Sanz, J. Daura
12:00-12:15	Formas del relieve generadas por fenómenos de expansión lateral y deslizamiento de bloques: de fortalezas naturales y lugares sagrados a valiosos recursos arqueológicos y paisajísticos / J.P. Galve, M. Carrión, C. Reyes-Carmona, S. Gaidi, G. Booth-Rea, A. Jabaloy, P. Ruano, J.V. Pérez- Peña, J.M. Azañón, F. Melki, W. Marzougui
12:15-12:30	Cuando la marea baja. Arqueología intermareal en los estuarios de Bizkaia (País Vasco) /J.M. Matés Luque
12:30-12:45	Los Lugares de Interés Geológico cuaternarios de la Comunidad Autónoma del País Vasco: necesidad de conocimiento para su gestión/ M. Monge-Ganuzas
12:45-13:00	Reconstrucción digital y análisis espacial del registro geoarqueológico del Paleolítico medio del Abrigo Rocoso de Jarama VI y estudio hidraúlico y sedimentológico de las paleoinundaciones del Pleistoceno superior en el Cañón del Jarama (Valdesotos, Guadalajara, España) /J.F. Jordá Pardo, C. Acevedo Pardo, M. Alonso, D. Álvarez-Alonso, C. Barcia, A. Díez-Herrero, M. Farjas, J. Garrote, A. Hernández Orgaz, M. Hernández Ruiz, M. Kehl, A.M. Maximiano Castillejo, J. Molina Salido, M. Navazo, A. Romero, Y. Sánchez Moya, T. Schramm, A. Sopeña Ortega
13:00-13:15	Propuesta metodológica para la delimitación de zonas de afección de los lugares de interés geológico en zonas kársticas de la Comunidad Autónoma del País Vasco / M. Meaurio, A. Bodego, I. Álvarez, A. Aranburu, A. Zabaleta, T. Morales, I. Antigüedad
13:30-15:00	ACTO DE CLAUSURA / COMIDA

## AUDITORIO ARRIAGA

11:00-11:30	PAUSA CAFÉ/PANELES
11:30-11:45	Late Holocene paleoseismic evidence in the Daroca Fault, Iberian Chain, NE Spain / F. Gutiérrez, G. Desir, J. Guerrero, I. Fabregat, J. Sevil, D. Carbonel, C. Roqué, R. Linares, M. Zarroca, X. Comas, J.P. McCalpin, F.J. Gracia
11:45-12:00	Planteamientos para un análisis arqueosismológico de los Dólmenes de Antequera (Málaga, España) / M.A. Rodríguez-Pascua, P.G. Silva, L. García Sanjuán, M.A. Perucha, J.L. Giner Robles, E. Roquero, C. Mora Molina, J. Elez, T. Bardají
12:00-12:15	Análisis geológico del terremoto de Torrevieja de 1829 (Alicante, SE España) / P.G. Silva, J. Elez, J.L. Giner-Robles, R. Pérez-López, E. Roquero, M.A. Rodríguez-Pascua, T. Bardají, A.M. Martínez- Graña
12:15-12:30	Evidencias geomorfológicas de actividad tectónica reciente en la Falla del Camorro (Antequera, Málaga) / C. Reyes-Carmona, J.P. Galve, A. Jabaloy, P. Ruano, J.V. Pérez-Peña, G. Booth-Rea, J.M. Azañón
12:30-12:45	Reapretamiento cuaternario del Arco Cantábrico en el Manto de la Sobia (zona cantábrica, NO de España) / F.J. Fernández-Rodríguez, R. Menéndez-Duarte, L. Rodríguez-Rodríguez, M. Iglesias, L. Pando
12:45-13:00	Secuencias marino-continentales cuaternarias en el litoral del Alentejo portugués/ J.L. Goy, C. Zazo, C.J. Dabrio, D. Moura, T. Boski, E. Roquero, A. Martínez-Graña, J. Lario, T. Bardají

13:30-15:00 ACTO DE CLAUSURA / COMIDA

16:00-18:00

Asamblea General SEG

# Viernes 05 / julio

09:00-19:30

Excursión post-reunión: El Cuaternario en el Geoparque de la Costa Vasca



#### FUERA DE LAS CUEVAS: LA OCUPACIÓN HUMANA PLEISTOCENA DEL CENTRO PENINSULAR



J. Baena Preysler<sup>(1)</sup>, C. Torres Navas<sup>(1)</sup>

(1) Dpto. Prehistoria y Arqueología, Universidad Autónoma de Madrid. Ctra de Colmenar km.15, 28049 Madrid. Javier.baena@uam.es

Abstract (Outside the caves: the Pleistocene human occupation of the peninsular centre): This work pretend to make a revision of the human occuption of the interfluvial platform of the Manzanares and Jarama rivers in Madrid during the Late Middle Pleistocene and Upper Pleistocene, I within the context of the peninsular center. The catchment of abiotic resources that the human communities of the Pleistocene had, together with the geological characteristics of these platforms with a great abundance of flint resources, convert this area into points of attraction for the exploitation of the lithic outcrops. The activities carried out in the area show us the existence of an articulated and predetermined exploitation models, mainly associated with two techno-complexes: the Acheulean and the Mousterian. The activity carried out in these spaces generated enormous accumulations of lithic remains whose extension is yet to be determined, but which, in any case, shows the first accumulations of waste residues in the evaluate the chronological origin of the "Anthropocene" as a geological time.

Palabras clave: Paleolítico, sílex, Musteriense, Achelense Key words: Paleolíthic, flint, Mousterian, Acheulian

#### INTRODUCCIÓN

En este trabajo presentamos un estudio regional sobre los distintos modelos de ocupación humana que han tenido lugar a lo largo del final del Pleistoceno medio y el Pleistoceno superior en la región madrileña. Esta región se caracteriza una extremada abundancia de recursos silíceos que supusieron un enorme atractivo pala las poblaciones humanas.

Los contrastes ecológicos que esta región tiene se ponen de manifiesto en modelos de ocupación y explotación del entorno claramente diferenciados en atención a los rasgos geográficos y geológicos tanto de los entornos montañosos, como en las zonas premontañosas del pie de monte del Sistema Central, en las cuencas de los ríos principales o por último en las plataformas interfluviales dominadas por formaciones miocenas en el caso de los ríos Manzares y Jarama. Nuestro recorrido pretende analizar los testimonios que cada uno de estos paisajes nos ha proporcionado desde un análisis tanto geoarqueológico, como atendiendo al estudio del comportamiento humano del pasado.

Centrándonos en las plataformas interfluviales y partiendo de un análisis detallado de los registros arqueológicos, su distribución espacial y sus rasgos tecnológicos hemos sido capaces de conocer la actividad humana que dominó estos entornos y la posible relación que tuvo con otros de los contextos que dominan nuestra región desde el final del Pleistoceno medio.

#### LOCALIZACIÓN

Nuestro estudio abarcará toda la zona del este de Madrid y concretamente en los distritos de Coslada, Vicálvaro y Vallecas (Madrid), dentro de una zona edificable actualmente en desarrollo, denominadas polígonos de actuación urbanística (PAUs). Estas zonas corresponden a grandes rasgos con el área delimitada por las plataformas del interfluvio de los ríos Manzanares y Jarama. El estudio pretende igualmente contextualizar los hallazgos realizados en la zona, con otros relevantes del centro peninsular y en concreto de zonas destacadas de la submeseta sur.

#### METODOLOGÍA

Los trabajos acometidos en la zona se han centrado tanto en trabajos de prospección superficial como en la elaboración de sondeos mecánicos, manuales y en ocasiones, cribados industriales en depósitos con industria fuera de contexto original. Por último, en aquellos conjuntos en los que las condiciones y distribución de los materiales arqueológicos garantizaban su escaso desplazamiento, se llevaron a cabo excavaciones arqueológicas (Bárez et al., 2011). De entre todos ellos, las excavaciones desarrolladas arqueológicas, en aquellas localizaciones en las que el registro presentaba un mejor estado de conservación, han sido las que nos han permitido interpretar el verdadero significado de los registros localizados. Por lo general nos encontramos ante niveles de ocupación y acumulación de residuos que raramente presentan una estratificación seriada, si bien en algunos casos ha sido posible identificar secuencias de ocupación.

En los yacimientos excavados, entre los que destacamos Área3, CPD30, RGE6, El Esparragal, Parcela 32, Charco Hondo 1 o Cantera Vieja, todos los registros fueron cartografiados registrándose sus medidas, contextos sedimentarios y arqueológcos, orientaciones y pendientes entre otros datos. Los registros permitieron en numerosos casos la elaboración de remontajes, cuya distribución fue analizada mediante el uso de Sistemas de Información Geográfica (Arc GIS 10.6) y el uso de paquetes estadísticos (Past 3.14).

#### RESULTADOS



El estudio de los yacimientos descubiertos en el área del interfluvio de Madrid, mediante excavaciones arqueológicas, sondeos y prospecciones han puesto de manifiesto la enorme abundancia de restos de actividad de talla en sílex en toda la región. Los yacimientos relacionados con la aparición tanto de afloramientos como de agregados secundarios de sílex, acreditan que, en la mayor parte de estos conjuntos, los registros documentados corresponden a actividades de captación y talla de útiles líticos.

Los yacimientos estudiados se engloban dentro del Achelense y el Musteriense, si bien las cronologías que manejamos para esta zona presenta un relativo desfase respecto a otras zonas europeas (Moncel et al., 2013; Despriee et al., 2016).

La actuación humana sobre cada uno de estos yacimientos fue singular y variable a lo largo del tiempo. Desde modelos de explotación intensiva expresados en explotaciones de tipo cantero con remoción de sedimentos en afloramientos de carácter primario, en fases más antiguas, a modelos de explotación de recursos líticos de tipo extensivo sobre depósitos derivados de tipo aluvial y coluvionar, especialmente abundantes durante el Musteriense.

En todo caso, la explotación de estos recursos guarda una estrecha relación con otros contextos y ambientes de la cuenca de Madrid, y en concreto, con las zonas próximas a los cauces principales en donde los registros arqueológicos de estos periodos parecen relacionarse con la obtención de recursos faunísticos.

#### CONCLUSIONES

El número de yacimientos que responden a modelos de explotación de recursos líticos asociables a estas fases en el centro peninsular es muy abundante (Vallespí et al., 1979; Sanguino González et al., 1994; López Recio and Baena, 2001; Utrilla Miranda and Tilo Adrián, 2001; Bárez et al., 2016) y presenta ejemplos también fuera de nuestras fronteras (Paddayya and Petraglia, 1996; Roberts and Parfitt, 1999; Barkai et al., 2002; Pappu and Akhilesh, 2019)

**Agradecimientos:** A las empresas Arquex SL y Argea SL y en especial a José Polo, Sergio Bárez y Jorge Vega. Igualmente, al equipo de investigación de la UAM. Este trabajo se enmarca en el proyecto de investigación HAR2016-76760-C3-2-P, "¿Cómo, quién y dónde?: Variabilidad de comportamientos en la captación y transformación de los recursos líticos dentro de grupos neandertales 2" financiado por la Agencia Estatal de Investigación (AEI) y el Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER) e igualmente por una beca FPI del Ministerio de Ciencia e Innovación (MICINN).

#### REFERENCIAS

- Aguirre, E. (1986). Cambios en la corteza y envolturas terrestres al final del Cenozoico. En: Quaternary Climate in western Mediterranean (F. López Vera, Ed.). UAM, Madrid (España), 423-439.
- Bárez, S., Rus, I., Pérez-González, A., Vega, J., 2011. Los yacimientos achelenses de "Los Ahijones", metodología geoarqueológica y resultados preliminares de la intervención. In: Santonja, M. (Ed.), Actas de Las V Jornadas de Patrimonio Arqueológico En La Comunidad de Madrid. Los primeros pobladores: arqueología, pp. 185–200.
- Bárez, S., Baena, J., Pérez-González, A., Torres, C., Rus, I., Vega, J., 2016. Acheulian flint quarries in the Madrid Tertiary basin, central Iberian Peninsula: First data obtained from geoarchaeological studies. Quaternary International 411, 329–348. doi:10.1016/j.quaint.2016.01.041
- Barkai, R., Gopher, A., Porta, P.C. La, 2002. Palaeolithic landscape of extraction: flint surface quarries and workshops at Mt Pua, Israel. Antiquity 76, 672–680.
- Despriee, J., Courcimault, G., Moncel, M.-H., Voinchet, P., Tissoux, H., Puaud, S., Gallet, X., Bahain, J.-J., Moreno, D., Falgueres, C., 2016. The Acheulean site of la Noira (Centre region, France): Characterization of materials and alterations, choice of lacustrine millstone and evidence of anthropogenic behaviour. Quaternary International 411. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.12.101
- López Recio, M., Baena, J., 2001. "Captación de recursos líticos durante el Paleolítico Medio en la comarca de la Mancha Toledana: El Cerro del Molino de San Cristóbal (Camuñas)". Il Congreso de Arqueología de la Provincia de Toledo. La Mancha Occidental y la Mesa de Ocaña. 11–18.
- Moncel, M.H., Despriée, J., Voinchet, P., Tissoux, H., Moreno, D., Bahain, J.J., Courcimault, G., Falguères, C., 2013. Early evidence of acheulean settlement in northwestern Europe - La noira site, a 700 000 year-old occupation in the center of France. PLoS ONE 8. doi:10.1371/journal.pone.0075529
- Paddayya, K., Petraglia, M., 1996. Acheulian Workshop at Isampur, Hunsgi Valley, Karnataka: A Preliminary Report. Bulletin of the Deccan College Post-Graduate and Research Institute 56–57, 3–26.
- Pappu, S., Akhilesh, K., 2019. Tools, trails and time: Debating Acheulian group size at Attirampakkam, India. Journal of Human Evolution. doi:10.1016/j.jhevol.2019.02.004
- Roberts, M., Parfitt, S., 1999. Boxgrove: A Middle Pleistocene hominid site at Eartham Quarry, Boxgrove, West Sussex.
- Sanguino González, J., Gómez de la Laguna, A.J., Jiménez Manzanares, A., Martín Blanco, P., 1994. Identificación de cadenas operativas líticas en el sitio arqueológico de "Casa de la Mina II" (Argamasilla de Alba, C. Real)Consideraciones acerca de los yaciminetos superficiales sin contexto estratigráfico. Zephyrus: Revista de prehistoria y arqueología 47, 15–40.
- Utrilla Miranda, M. del P., Tilo Adrián, M.A., 2001. Cabezo Marañán (Castelserás): un lugar de explotación del sílex durante el Paleolítico Medio. Kalathos: Revista del seminario de arqueología y etnología turolense 85–99.
- Vallespí, E., Ciudad, A., García Serrano, R., 1979. Achelense y Musteriense de Porzuna (Ciudad Real). Materiales de superficie, I (Colección E. Oliver)., Estudios y Monografías del Museo de Ciudad Real.



#### REVISIÓN Y VALORACION DE LA SECUENCIA INDUSTRIAL DE COVA NEGRA (VALENCIA, ESPAÑA)



A. Eixea <sup>(1)</sup>, V. Villaverde <sup>(1)</sup>

(1) Dpt. Prehistòria, Arqueologia i Història Antiga, Universitat de València. Avda. Blasco Ibáñez, 28. 46010-Valencia. Alejo.Eixea@uv.es

**Abstract (Stratigraphic revisión from Cova Negra industrial sequence):** In this contribution we present the results of a detailed technological analysis of Early Middle Palaeolithic lithic assemblages mostly of MIS 8 and 6 age from Cova Negra site, which are located in Mediterranean Iberia. The study of the lithic assemblages allow us to discuss between the possible shifts between Lower and Middle Palaeolithic. Applying a common technological approach to the analysis of the assemblages and a critical review of the stratigraphy we can address its technological variability with respect to raw materials, knapping methods and tooling. The results show great changes over a broad temporal lapse but with very few internal variations.

**Palabras clave:** Tecnología lítica, Estratigrafía, Pleistoceno medio/superior; Península Ibérica. *Key words: Lithic technology, stratigraphy, Middle/Upper Pleistocene, Iberian Peninsula.* 

#### **INTRODUCCIÓN**

El yacimiento de Cova Negra constituye uno de los referentes más importantes del Pleistoceno medio y superior valenciano y, por extensión, de la Península Ibérica. Junto a otros conjuntos como Bolomor, Abrigo de la Quebrada, El Salt o Abric Pastor, sintetiza buena parte de la secuencia del Paleolítico medio antiguo y reciente en esta región. Los estudios llevados a cabo en esta cueva desde principios del siglo XIX hasta la actualidad han aportado una información valiosa en relación a los diferentes campos de la investigación prehistórica, especialmente en lo relativo a la fauna, restos humanos, microfauna y la industria lítica.

Los nuevos trabajos dirigidos por V. Villaverde y A. Eixea llevados a cabo desde 2013 han permitido definir con mayor precisión el relleno estratigráfico y, por tanto, reevaluar las industrias líticas encontradas a lo largo de todos sus niveles, las cuales quedan en una buena parte de la secuencia encuadradas entre el MIS 8 y 6 (Richard et al., 2019). En este sentido, estos datos aportan nueva información en torno a la variabilidad cultural del Paleolítico medio antiguo en Europa occidental.

#### LOCALIZACIÓN

El vacimiento se ubica en del término municipal de Xàtiva, a unos 65 Km al sur de Valencia. La cavidad se emplaza al este de la Serra Grossa, en el margen izquierdo por dónde surca el rio Albaida. A unos pocos metros, el barranco se encaja formando un acantilado a modo de hoz llamado el Estret de les Aigües (Fig. 1). La cueva se orienta hacia el este y tiene unas dimensiones de 20 m de profundidad, 18 m de anchura por 17 m de alto. Su origen kárstico y su morfología cuadrangular nos muestra una división espacial en dos zonas: la primera, es un amplio vestíbulo con una bóveda circular que termina con una pequeña oquedad a modo de chimenea, y una segunda bóveda, más al interior, de dimensiones más reducidas. Probablemente, el color negro de sus paredes contribuyeron a su denominación.



Fig. 1: Situación geográfica del yacimiento.

#### METODOLOGÍA

El conjunto lítico se estudia desde un punto de vista tecnológico, siguiendo el concepto de la *chaîne opératoire* en la literatura francesa (Lemonnier 1986; Karlin et al. 1991). El principal objetivo es reconocer los diferentes estados de la producción lítica, del mismo modo que indagar en torno a los procesos conceptuales básicos que subyacen las estrategias de reducción lítica. En este sentido, se considera la gestión lítica como un proceso dinámico, desde la adquisición de la materia prima hasta el abandono de los soportes utilizados, reconstruyendo todo el proceso de la vida útil de los distintos elementos de líticos (Boeda et al., 1990; Tixier et al., 1980).

Por otro lado, las diferentes secuencias de las cadenas operativas y las relaciones de temporalidad de la muestra se evalúan mediante los remontajes (Cziesla, 1990). Todos los restos considerados en las actividades de talla (explotación, configuración, retoque y fractura), las distancias entre ellos y su ubicación en el espacio, son analizadas. Además, el estudio de los remontajes proporciona una importante información sobre las relaciones temporales entre las acumulaciones en las que los elementos están situados. Estos se utilizan para dichas demostrar que acumulaciones son



contemporáneas, aunque se debe tener en cuenta que la simple conexión entre dos restos no es suficiente para argumentar que dos áreas se formaron durante el mismo episodio de ocupación (Cahen y Keeley 1980; Vaquero et al., 2015).

#### RESULTADOS

El lote de materiales líticos que se presentan corresponde con las excavaciones llevadas a cabo por Francisco Jordá durante los años 1950 y 1957. Durante el transcurso de sus trabajos dividió la cueva en 8 grandes sectores: una zona este con los sectores E y B, otra central que ocupaba gran parte de la cueva, sectores F, D, C, K-2 y J-1 y J-2, y la última, en la boca de la cavidad en los sectores G y H (Fig. 2). La información de estos trabajos fue publicada en algunos trabajos de síntesis, tanto de la industria como de las líneas generales del relleno sedimentario (Jordá, 1953 y 1957), pero sin llegar a plasmarse en monográfico en el que se dieran cuenta todos los detalles de los materiales y su procedencia exacta. Esta labor fue la que posteriormente se llevó a cabo en los años 80, en la Tesis doctoral de uno de nosotros (VV), "Cova Negra y su aportación al conocimiento del musteriense valenciano", que fue publicada en el número 79 de los Trabajos Varios del Servicio de Investigación Prehistórica de la Diputación de Valencia (Villaverde, 1984). En estos trabajos el objetivo fue situar el yacimiento en el contexto del Paleolítico medio regional y dentro del marco mediterráneo. Para ello, ante los problemas que presentaba el registro y la posición estratigráfica de los materiales recogidos por Jordá, se decidió agrupar las capas de los distintos sectores en base a un criterio de profundidad, intentando complementarlo con la posición estratigráfica. Estas unidades arbitrarias (o niveles industriales), contrastadas desde el análisis tecnológico y tipológico, se intentaron ajustar a la potencia de los diferentes niveles sedimentarios, dividiéndolos en base a las profundidades v a la potencia de las tallas artificiales por las que Jordá excavó cada uno de los sectores.



Fig. 2: Planta general indicando sectores y años de excavación (modificado a partir de Villaverde, 1984).

La secuencia estratigráfica de referencia se obtuvo en las campañas llevadas a cabo en el yacimiento al comienzo de los años 80, y su estudio detenido se incorporó en la Tesis doctoral de M.P. Fumanal, que fue objeto de publicación detallada (Fumanal, 1986).

Dado el sistema de excavación de los diferentes sectores por capas artificiales de diversa potencia, lo fundamental fue mantener el criterio de profundidad corregido desde la orientación que proporcionaban las líneas maestras que ordenaban la disposición de los diferentes paquetes estratigráficos del relleno. Líneas que se resumían en un marcado buzamiento general de la estratigrafía hacia la boca del yacimiento, y más ligera de norte a sur.

El planteamiento objetivo de este trabajo contempla dos líneas de trabajo. Por un lado, ofrecer una caracterización tecnológica actualizada de estos materiales al igual que el nuevo y pormenorizado análisis de los remontajes líticos que permita valorar la validez de los resultados obtenidos en los años ochenta y compararlos con otros conjuntos peninsulares estudiados en los últimos decenios (Eixea, 2015). Y por otro lado, abordar la ordenación tecno-tipológica efectuada en trabajos anteriores teniendo en cuenta la visión actualizada que se posee del relleno estratigráfico, fruto de los datos proporcionados por las nuevas excavaciones (2013-2017) (Fumanal y Villaverde, 2009) y de la revisión de la estratigráfica del vacimiento al finalizar las excavaciones de 1981-1990, de manera que la discusión de los materiales procedentes de las campañas de los años cincuenta tenga en cuenta las grandes fases que se observan en la secuencia del vacimiento. El problema de fondo de esta propuesta sigue sido el mismo que señaló en anteriores trabajos Villaverde (1984 y 1995), la mezcla de niveles producida por el método de excavación en potentes capas artificiales de los distintos sectores, lo que parece que generó un proceso de mezcla de diversa entidad, dependiendo de zonas V profundidades, cuya exacta definición resulta imposible fijar con precisión a la vista del elevado buzamiento de los paquetes, las variaciones laterales de las facies sedimentarias y la escasa documentación disponible de la relación entre las capas y la estratigrafía en las campañas de los años cincuenta.

De acuerdo con estas limitaciones se ha procedido a la agrupación de los materiales atendiendo a los sistemas de talla identificados en cada una de las unidades industriales artificiales y los remontajes documentados, intentando determinar las inflexiones que se observan desde una perspectiva secuencial y estableciendo una secuencia mínima de sistemas de talla dominantes que contempla la existencia de cuatro grandes bloques (Fig. 3). No está de más que esos cuatro grandes bloques señalar seguramente enmascaran pulsaciones menores, consecuencia de un proceso de ocupaciones cortas y esporádicas que pueden quedar desdibujadas por las mezclas estratigráficas antes señaladas. Es decir, a los típicos procesos de formación de los paquetes sedimentarios, caracterizados por su estructura en palimpsesto, se unen los problemas derivados de la mezcla de niveles en el proceso de



excavación, una circunstancia que dependiendo de zonas y niveles puede llegar a ser especialmente importante y es, en cualquier caso, de desigual importancia en los cuatro cuadrantes en los que es posible dividir el espacio excavado en los años



Fig. 3: Agrupación de niveles y sistemas de talla en base al número total de efectivos de las campañas de los años 50.

cincuenta (D, E y F; B y C; K-2 y J-2, con parte de G y H; y J-1 con la parte restante-mitad septentrional, de G y H).

Las diferencias importantes que se observan entre el sector Noreste y el Sureste, especialmente en relación con los paquetes superiores, nos ha llevado a descartar estos materiales para eliminar cualquier fuente de distorsión en un proceso que, ya de por sí, resulta muy limitado por el tipo de excavación practicada en los años 50. En este sentido, para este trabajo se analizan los materiales provenientes de los sectores D, E, F, B y C, cuya correlación con la secuencia estratigráfica en la actualidad se propone es más ajustada.

#### DISCUSIÓN

Un rápido análisis de los sistemas de talla identificados en cada una de las distintas unidades industriales y los remontajes documentados permite observar las dificultades existentes para formular una neta separación de fases, y justifica la forma en la que se ha intentado resolver este problema. Así, lo primero que observa en el conjunto de la secuencia, con la única excepción del nivel XI, es que la talla discoide alcanza valores altos que se sitúan normalmente cerca del 40%. En segundo lugar, la talla Quina posee valores importantes, por encima del 10%, sólo en la base y parte media inferior de la secuencia, del nivel XIV al IX, y en la parte media superior (niveles VII y VI), mientras que en los niveles superiores (del V al I), y curiosamente en la parte central de la secuencia (nivel VIII), su documentación proporciona valores que rondan el 5%.

Por lo que respecta a la talla Levallois, los valores más elevados se sitúan en los niveles superiores (IV al I), en los que cuantifican porcentajes superiores al 25%, y curiosamente en la parte media inferior, en los niveles XII y XI, en los que esta talla se documenta en torno al 28% del material. De igual manera, el bajo nivel de talla Quina del nivel V probablemente está reflejando la existencia de un contexto parecido al de los niveles IV al I, aunque con una tendencia a la baja en la talla Levallois que

probablemente encuentre su razón de ser en mezclas con los altos valores de la talla discoide de los VI al IX y el descenso correspondiente en la talla Levallois que es posible observar en los mismos. Finalmente, llama la atención la importancia que alcanza la talla Levallois en los niveles XII y XI, e incluso X, una circunstancia que se combina con el hecho de que en los niveles XI y X se observe una escasa importancia de la talla discoide, todo lo cual incita a pensar que haya podido existir una fase en torno a esos niveles en la que la talla Levallois haya podido alcanzar cierta importancia, aunque haya quedado desdibujada por la mezcla de materiales correspondientes a los niveles XII y IX.

A la vista de estas "incongruencias", se ha optado por prescindir de los niveles en los que las técnicas de talla presentan peculiaridades que pueden estar reflejando una mayor influencia de mezclas (VIII y V) y atendiendo a los valores altos de la talla Levallois y de la Quina, se han propuesto las cuatro fases que a continuación se enuncian:

• Niveles Quina antiguos (XIV-XII): tecnológicamente, se agrupan todos aquellos soportes procedentes de una talla de tipo Quina; tipológicamente, las piezas englobadas en este grupo son aquellas que se definen en base a criterios Quina y semiquina tipológicos, es decir, raederas de tallas discoide, marcadamente espesas y con retoques escaleriformes. Coinciden con valores altos de la talla discoide y, en general incluyen pocos material lítico, en parte porque su excavación se limita a algunos sectores.

Niveles Levallois antiguos (XII-XI): definidos en base a la presencia de una gestión Levallois tanto núcleos, soportes y material retocado, en englobando los productos preferenciales clásicos v los de las modalidades recurrentes centrípetas, unipolares y bipolares. La elevada proporción de la talla Levallois de los niveles XII y X, a pesar que se asocia a valores altos de talla Quina, aconseja recuperar el material de estos niveles en la caracterización de esta fase Levallois antigua, que probablemente resulte también responsable, por mezclas, de los valores altos de la talla Levallois del nivel XII. Los nivles XI y XII han sido fechados mediante las series de ESR/U en 261±42 y 273±26 ka, respectivamente (Richard et al., 2019)

• Niveles Quina medios (X-IX y VII-VI): se excluye el nivel VIII y se dividen en dos fases, si bien no presentan grandes variaciones, salvo en el incremento del material en los dos niveles superiores. Las características de los soportes incluidos son similares a las enunciadas al tratar de los niveles Quina antiguos.

• Niveles Levallois recientes (IV-I): probablemente dejan también su huella en el nivel V, si bien el descenso de la talla Levallois está reflejando mezclas con el nivel VI. Los soportes se clasifican con los mismos criterios que se utilizan en los niveles Levallois antiguos (XII-XI). El nivel V ha proporcionado dos fechas, también mediante el sistema de ESR/U, de 146±34 y 168±20 ka, si bien el



nivel III, ha proporcionado dos dataciones de 193±19 y 206±21 ka, circunstancia que dificulta una clara evaluación de la cronología de esta parte de la secuencia, que tanto podría ser un Pleistoceno medio final como un Pleistoceno superior inicial.

#### CONCLUSIONES

El análisis industrial de los conjuntos líticos del yacimiento de Cova Negra nos muestra una amplia variabilidad en las estrategias productivas desde sus inicios. Resulta interesante destacar una gestión técnica de tipo Quina en cronologías antiguas (MIS 8), diferente a lo observado en el resto del panorama europeo, por ejemplo en la zona de Aquitania o del cantábrico, dónde la mayor parte de esta producción se sitúa en estadios más avanzados (Bourguignon, 1997; Bourguignon et al., 2006; Rios-Garaizar, 2017). Del mismo modo, los sistemas de talla Levallois también quedan bien definidos desde las primeras fases, aunque, a diferencia de la anterior, estos ya se encuentran en buena parte de Europa occidental a lo largo del MIS 9 y 8 (Picin et al., 2013).

En las fases medias y finales del yacimiento, se observa como la tónica general de las estrategias de producción se limitan a unos mismos esquemas, en los que la única diferencia está relacionada en la composición del utillaje, diversificándose en gran el grupo de las raederas. parte Unos comportamientos técnicos atestiguados en el resto del continente europeo que comparten atributos similares a lo largo del Pleistoceno medio y superior sin que exista una clara ruptura entre ambas tradiciones que, más que ver con aspectos culturales, tengan relación con las estrategias de subsistencia, duración de las ocupaciones y de los patrones de movilidad de estas poblaciones (Geneste, 1985; Moncel, 2003; Eixea, 2018; Eixea et al., 2019).

**Agradecimientos:** Este trabajo se ha financiado a través de los proyectos de investigación "El pasado lejano: aproximación a la conducta y la ocupación del territorio en el paleolítico valenciano" (PROMETEO/2017/060) y "Síntesis del Paleolitico medio y superior en Valencia y Murcia: aspectos cronológicos, paleoambientales, económicos y culturales" (HAR2017-85153-P).

#### REFERENCIAS

- Boëda, E, Geneste, J.M, Meignen, L. (1990). Identification de chaînes opératoires lithiques du Paléolithique ancien et moyen. *Paleo*, 2, 43-80.
- Bourguignon, L. (1997). *Le Moustérien de type Quina: nouvelle définition d'une entité technique*. Tesis doctoral, Université Paris X-Nanterre (Francia), 672 pp.
- Bourguignon, L., Delagnes, A., Meignen, L. (2006). Systèmes de production lithique, gestion des outillages et territoires au Paléolithique moyen: où se trouve la complexité?. En: Normes techniques et pratiques sociales. De la simplicité des outillages pré- et protohistoriques (L. Astruc, F, Bon, V. Léa, P. Milcent y S. Philibert, Eds.). Éditions APDCA. Antibes (Francia), 75-86.
- Cahen, D., Keeley, L. (1980). Not less than two, not more than three. *World Archaeology*, 12, 166-80.

- Cziesla, E. (1990). *The big puzzle. International Symposium* on *Reffiting Stone Artefacts.* Studies in Modem Archaeology 1, Bonn, 684 pp.
- Eixea, A. (2015). Caracterización tecnológica y uso del espacio en los yacimientos del Paleolítico medio de la región central del Mediterráneo ibérico. Tesis Doctoral, Universitat de València, Valencia (España), 1043 pp.
- Eixea, A. (2018). Middle Paleolithic lithic assemblages in Western Mediterranean Europe from MIS 5 to 3. *Journal* of Archaeological Science: reports, 21, 643-666.
- Eixea, A., Bargalló, A., Chacón, M. G., Romagnoli, F., Sanchis, A., Vaquero, M., Villaverde, V. (2019). Neandertal spatial structure and occupation dynamics: a regional focus on the central region in Mediterranean Iberia. *Journal of World Prehistory*. Accepted.
- Geneste, J. M. (1985). Analyse lithique d'industries moustériennes du Périgord: une approche technologique du comportement des groupes humains au Paléolithique moyen. Tesis Doctoral, Université de Bordeaux I, Bourdeaux (Francia).
- Fumanal, M.P. (1986). Sedimentología y clima en el País Valenciano. Serie de Trabajos Varios del SIP 83, Valencia, 207 pp.
- Fumanal, M. P. Villaverde, V. (2009) Las excavaciones en la Cova Negra en los años ochenta, la estratigrafía y el marco cronológico. En: *Historia de Xàtiva. I. La Prehistoria. Los primeros pobladores de la Costera: La Cova Negra de Xàtiva* (V. Villaverde, coord.). Universitat de València, 25-57.
- Jordá, F. (1953). Nuevos hallazgos en Cova Negra (Játiva). Archivo de Prehistoria Levantina, IV, 7-13.
- Jordá, F. (1957). Observaciones a la cronología del Musteriense español. Speleon, VII, 3-12.
- Karlin, C., Bodu, P., Pelegrin, J. (1991). Processus techniques et chaînes opératoires. Comment les préhistoriens s'approprient un concept élaboré par les ethnologues. En: Observer l'action technique: des chaînes opératoires, pour quoi faire? (H. Balfet, Ed). Editions du CNRS. Paris (Francia), 101-17.
- Lemonnier, P. (1986). The study of material culture today: toward an anthropology of technical systems. *Journal of Anthropoogical Archaeology*, 5, 147-186.
- Moncel, M. H. (2003). L'exploitation de l'espace et la mobilité des groupes humains au travers des assemblages lithiques à la fin du Pléistocène moyen et au début du Pléistocène supérieur. British Archaeological Reports, S1184. Oxford, 180 pp.
- Richard, M., Falguères, C., Pons-Branchu, E., Foliot, L., Guillem, P.M., Martínez-Valle, R., Eixea, A., Villaverde, V. (2019). ESR/U-series chronology of early Neanderthal occupations at Cova Negra (Valence, Spain). *Quaternary Geochronology*, 49, 283-290.
- Rios-Garaizar, J. (2017). A new chronological and technological synthesis for Late Middle Paleolithic of the Eastern Cantabrian Region. Quaternary International, 433, 50-63.
- Tixier, J., Inizan, M.L., Roche, H. (1980). *Préhistoire de la pierre taillé. 1. Terminologie et technologie.* Cercle des recherches et études préhistoriques, Valbonne, 120 pp.
- Vaquero, M., Bargalló, A., Chacón, M.G., Romagnoli, F., Sañudo, P. (2015). Lithic recycling in a Middle Paleolithic expedient context: evidence from the Abric Romaní (Capellades, Spain). Quaternary International, 361, 212– 228.
- Villaverde, V. (1984). La Cova Negra de Xàtiva y el musteriense de la región central del mediterráneo español. Serie de Trabajos Varios del SIP 79, Valencia, 328 pp.
- Villaverde, V. (1995). El Paleolítico en el País Valenciano: novedades y breve síntesis. Jornadas de Alfaç del Pi (Alicante). Actas de las Jornadas de Arqueología, Conselleria de Cultura, Alicante (España), 13-36.



### ANALIZANDO LA INTEGRIDAD DE UNA SECUENCIA PALEOLÍTICA A PARTIR DE LOS REMONTAJES DE FRAGMENTOS LAMINARES: EL CASO DE LA COVA DE LES CENDRES (TEULADA-MORAIRA, ALICANTE)



M.Á. Bel<sup>(1)</sup>, Á. Martínez-Alfaro<sup>(1)</sup>, V. Villaverde<sup>(1)</sup>

(1) Departament de Prehistòria, Arqueologia i Història Antiga, Universitat de València. Av. Blasco Ibáñez 28, 46010 Valencia, España. Grupo de Investigación Prehistoria del Mediterráneo Occidental (PREMEDOC), Universitat de València. <u>miquel.bel@uv.es</u>

Abstract (title of contribution): Assessing the integrity of a Palaeolithic sequence with refitting of laminar fragments: the case of Cova de les Cendres (Teulada-Moraira, Alicante). Cova de les Cendres, located in the current coastline of Alicante (Spain), has a wide sequence with human occupations throughout the Upper Palaeolithic. That situation force us to make a taphonomic study to assess the integrity of the stratigraphy and know better the formation processes, with the goal of constructing a more reliable interpretation of archaeological data. Fracture refits of laminar fragments –including blades, bladelets and laminar flakes– allow us to analyze the degree of integrity of each layer and to detect the mixtures between different units. The refits found in Aurignacian, Gravettian and Solutrean layers are quantified and analyzed with spatial methodology, revealing a pattern of few short vertical displacements and a relative good preservation of the cultural sequence.

**Palabras clave:** Tafonomía lítica, Remontajes, Paleolítico superior, Fachada Mediterránea Peninsular. *Key words: Lithic taphonomy, Refitting, Upper Palaeolithic, Iberian Mediterranean Basin.* 

#### INTRODUCCIÓN

Las secuencias estratigráficas de los yacimientos paleolíticos son la base sobre la que reconstruimos la evolución cultural. Por ello es importante conocer el grado de integridad de los distintos niveles que las conforman y los procesos que han confluido para dar lugar a la configuración actual del depósito. La tafonomía lítica es uno de los métodos que permite estudiar estos aspectos y dentro de ella una de las técnicas utilizadas es la de los remontajes de industria lítica (Bordes, 2002; Deschamps y Zilhão, 2018; Staurset y Coulson, 2014; Villa, 1982). Estos son de gran utilidad por la gran ubicuidad de restos líticos en yacimientos de estas cronologías y por la fiabilidad de los datos que aportan en relación a la reconstrucción de las cadenas operativas y al estudio de las relaciones espacio-temporales de los restos. Aquí se presenta el análisis de remontajes líticos de fractura (Cziesla, 1987) entre fragmentos laminares, procedentes de los niveles adscritos al Auriñaciense, Gravetiense y Solutrense de la Cova de les Cendres.

#### LOCALIZACIÓN

La Cova de les Cendres se encuentra al norte de la Punta de Moraira, abierta hacia el SE y a 50 m.s.n.m. en el tramo de acantilados marinos comprendido entre el Cap de la Nau y la propia Punta de Moraira (Fig. 1). El origen de esta cavidad kárstica está vinculado a una línea de fractura vertical que afecta a los niveles margocalizos del Cretácico Superior (Bergadà *et al.*, 2013). Las excavaciones realizadas desde 1974 han revelado la existencia de una dilatada secuencia con niveles que comprenden los cuatro periodos principales del Paleolítico superior, así como niveles del Neolítico.

La cavidad se compone de dos zonas bien diferenciadas: una zona exterior abierta y bien iluminada donde aparecen grandes bloques fruto de desprendimientos cenitales, y una interior con escasa iluminación debido al descenso del techo de la cueva, que posteriormente vuelve a ascender conforme nos adentramos en ella. En esta zona interior, conformada por una sala de unos 30 por 50 m, es donde se han desarrollado las excavaciones en un área de unos 45 m<sup>2</sup>. Los niveles analizados se han documentado en un área de unos 11 m<sup>2</sup> que en las unidades inferiores se reduce a 4 m<sup>2</sup>, con una potencia total de en torno a los 175 cm.



Fig. 1: Localización de la Cova de les Cendres.

Los niveles analizados y su encuadre cronológico a partir de las dataciones obtenidas en la secuencia del yacimiento son: XIII y XIV (Solutrense, 18.700–20.300 BP), XV, XVIA y XVIB (Gravetiense, 20.800–26.000 BP), y XVIC y XVID (Auriñaciense, 26.900–31.100 BP). En general estas unidades tienen una composición compleja de laminaciones limoarcillosas con arenas, muchas de ellas formadas por aportes detríticos vinculados a procesos de arroyada y algunas formadas por aportes biogénicos como guano de murciélago y/o ave. Las evidencias antrópicas (restos de industria lítica y ósea, restos de



Fig. 2: Fragmentos laminares distribuidos según los tres intervalos de anchura para buscar remontajes.

fauna consumida, carbones, semillas, etc.) son abundantes, sobre todo en los niveles adscritos al Gravetiense y Solutrense, mientras que se reducen notablemente en los niveles del Auriñaciense.

#### **METODOLOGÍA**

El estudio tecno-tipológico de buena parte del conjunto de industria lítica en que se centra este trabajo ha sido objeto de diversas publicaciones recientemente (Martínez-Alfaro *et al.*, en prensa; Villaverde *et al.*, 2017;). En este conjunto son abundantes los fragmentos de soportes laminares, fracturados por distintas causas. En el estudio se han incluido no solo los fragmentos de hojas (mayores de 1,2 cm de anchura), como ya se ha hecho en otros trabajos (Bachellerie, 2011; Bordes, 2000, 2002; Tsanova, 2008), sino también los fragmentos de hojitas (menores de 1,2 cm de anchura) y los fragmentos de lascas laminares.

La búsqueda de remontajes se ha desarrollado a partir de la inspección visual sistemática de todo el material, contrastando específicamente los fragmentos susceptibles de remontar en función de sus similitudes en cuanto a materia prima, anchura o morfología de las caras dorsales. Para facilitar esta tarea se han clasificado los fragmentos en base a tres intervalos de anchura: mayores de 1,2 cm, entre 1,2 y 0,6 cm, y menores de 0,6 cm (Fig. 2). Con este procedimiento se han contrastado en primer lugar restos de un mismo nivel y posteriormente restos de distintos niveles entre sí.

Los remontajes encontrados se han analizado cuantitativamente y espacialmente. Para el tratamiento de datos espaciales se ha utilizado QGIS (versión 2.18.17), con el que se han evaluado distintos aspectos de la distribución de los remontajes y sus líneas de conexión.

#### RESULTADOS

Se han buscado remontajes entre 1320 fragmentos laminares. En total hay 60 fragmentos que remontan -correspondientes a 29 remontajes-, lo cual arroja un porcentaje de éxito del 4,55%. Prácticamente todos los remontajes son de dos fragmentos y solo en dos casos están compuestos por tres fragmentos. En los niveles gravetienses encontramos 13 remontajes, mientras que en el solutrense 12; los cuatro restantes presentan conexiones entre unidades de los dos periodos. Cabe destacar que se han hallado conexiones entre piezas de los tres intervalos de anchura estudiados: 16 fragmentos mayores de 1,2 cm, 33 de entre 1,2 y 0,6 cm, y 11 menores de 0,6 cm (Fig. 3).

La mayoría de conexiones se dan dentro de niveles, aunque hay algunos remontajes de piezas de niveles distintos. No obstante, en estos últimos casos la distancia vertical entre los fragmentos no es muy marcada, por lo que en general parece que estos remontajes se dan entre piezas que se encuentran en los contactos entre las unidades. Algo similar ocurre en los remontajes dentro de niveles: la mayor parte de líneas de conexión parecen subhorizontales y en los casos en que las piezas aparecen claramente a distintas cotas las distancias verticales que las separan suelen ser relativamente cortas en relación con la potencia total estudiada.

#### DISCUSIÓN

El análisis sistemático de este conjunto de fragmentos laminares de distinto tamaño, aunque en general de dimensiones reducidas -característica común a los conjuntos de la zona-, ha permitido encontrar una serie de remontajes con los cuales se puede realizar una primera aproximación al grado de integridad de la secuencia estudiada. En primer lugar cabe destacar que la documentación de remontajes en fragmentos de los tres intervalos de anchura, y mayoritariamente del intervalo intermedio, subraya la



importancia de incorporar los fragmentos de hojita al estudio.

Por otro lado el hecho de que la mayoría de conexiones se den dentro de los niveles estratigráficos definidos nos está hablando de una relativa integridad de los paquetes sedimentarios, al menos en sentido vertical. Además, el análisis de las líneas de conexión evidencia distancias verticales relativamente cortas por regla general, lo cual puede indicar que los desplazamientos verticales por alteraciones postdeposicionales no han sido muy pronunciados. Esto puede tener una repercusión evidente en el estudio diacrónico de la secuencia, al evidenciar una relativa buena preservación en términos generales de la secuencia cultural conservada en el depósito. En cualquier caso, es importante detectar dichas alteraciones, ya tengan un carácter más generalizado o sean más puntuales, y tenerlas en cuenta en la lectura tafonómica del depósito.



Fig. 3: Remontajes de fractura de fragmentos de hojas y hojitas.

#### CONCLUSIONES

La búsqueda de remontajes y su posterior análisis cuantitativo y espacial -tanto en sentido horizontal como vertical- aportan información sobre el grado de integridad de los distintos niveles y sobre las posibles mezclas, y permiten una aproximación a los procesos de formación del depósito. Además, la investigación ha permitido valorar las ventajas y limitaciones de esta técnica a nivel metodológico, con especial atención al carácter sistemático de la búsqueda de este tipo de remontajes y la utilidad de incluir en el estudio los fragmentos laminares de menor tamaño. Las conclusiones de este estudio se verán ampliadas o matizadas con las del análisis del resto de remontajes que han sido documentados en los niveles estudiados, tanto los remontajes de secuencias de producción y modificación como los de fractura de fragmentos de lasca o de origen térmico.

Este estudio tafonómico del depósito de la Cova de les Cendres nos parece fundamental para desarrollar interpretaciones del registro más fiables. Además, el enfoque de la tafonomía lítica puede resultar de gran interés aplicado a otros conjuntos de la Fachada Mediterránea Peninsular, donde hay diversos yacimientos con largas secuencias de ocupación durante el Paleolítico y sin embargo escasea este tipo de aproximaciones.

**Agradecimientos:** El estudio de remontajes se ha realizado dentro de la tesis doctoral de Miguel Ángel Bel, que cuenta con financiación del Ministerio de Economía, Industria y Competitividad a través de una Ayuda para contratos predoctorales para la formación de doctores 2015. Los trabajos de campo y la investigación posterior sobre la Cova de les Cendres han sido financiados por el Ministerio de la Ciencia e Innovación de España (HAR2011-24978, HAR2014-52671-P y HAR-2017-85153-P) y por la Generalitat Valenciana (PROMETEOII/2013/016 y PROMETEO/2017/060).

#### REFERENCIAS

- (2011). Bachellerie, Quelle unité le F. pour Châtelperronien? Apport de l'analyse taphonomique et techno-économique des industries lithiques de trois gisements aquitains de plein air: le Basté, Bidart (Pyrénées-Atlantiques) et Canaule II (Dordogne). Université Bordeaux I, Burdeos, Francia, 421 pp.
- Bergadà, M.M.; Villaverde, V.; Román, D. (2013). Microstratigraphy of the Magdalenian sequence at Cendres Cave (Teulada-Moraira, Alicante, Spain): Formation and diagenesis. *Quaternary International*, 315, 56–75.
- Bordes, J.-G. (2000). La séquence aurignacienne de Caminade revisitée : l'apport des raccords d'intérêt stratigraphique. The Aurignacian sequence at Caminade Est revisited : contribution of the refittings to stratigraphie study. *Paléo*, 12, 387–407.
- Bordes, J.-G. (2002). Les interstratifications Chatelperronien / Aurignacien du Roc-de-Combe et du Piage (Lot, France). Analyse taphonomique des industries lithiques; implications archéologiques. Université Bordeaux I, Burdeos, Francia, 365 pp.
- Cziesla, E. (1987). L'analyse des raccords ou le concept du dynamisme en préhistoire. *Bulletin de la Société Préhistorique du Luxembourg*, 9, 77–111.
- Deschamps, M.; Zilhão, J. (2018). Assessing site formation and assemblage integrity through stone tool refitting at Gruta da Oliveira (Almonda karst system, Torres Novas, Portugal): A Middle Paleolithic case study. *PLOS ONE*, 13, e0192423.
- Martínez-Alfaro, Á.; Bel, M.Á.; Roman, D.; Villaverde, V. Techno-typological and lithic taphonomy study of the Solutrean of Cova de les Cendres (Alicante, Iberian Peninsula). En: *Human adaptations to the Last Glacial Maximum: The Solutrean and its neighbors*, en prensa.
- Staurset, S.; Coulson, S. (2014). Sub-surface movement of stone artefacts at White Paintings Shelter, Tsodilo Hills, Botswana: Implications for the Middle Stone Age chronology of central southern Africa. *Journal of Human Evolution*, 75, 153–165.
- Tsanova, T. (2008). Les débuts du Paléolithique supérieur dans l'Est des Balkans: réflexion à partir de l'étude taphonomique et techno-économique des ensembles lithiques des sites de Bacho Kiro (couche 11), Temnata (couches VI et 4) et



- Kozarnika (niveau VIII). BAR international series. Archaeopress, Oxford, 325 pp.
  Villa, P. (1982). Conjoinable Pieces and Site Formation Processes. American Antiquity, 47, 276–290.
  Villaverde, V.; Real, C.; Roman, D.; Albert, R.M.; Badal, E.; Bel, M.Á.; Bergadà, M.M.; de Oliveira, P.; Eixea,

A.; Esteban, I.; Martínez-Alfaro, Á.; Martínez-Varea, C.M.; Pérez-Ripoll, M. (2017). The early Upper Palaeolithic of Cova de les Cendres (Alicante, Spain). *Quaternary International*, en prensa.



### ESTUDIO MICROESTRATIGRÁFICO DE LOS PROCESOS DE COMBUSTION DEL NIVEL VIII DE COVA NEGRA (XÀTIVA, VALÈNCIA)

I. Oltra<sup>(1)</sup>, M. M. Bergadà<sup>(2)</sup>, I. Esteban<sup>(3)</sup>, A. Eixea<sup>(1)</sup>, V. Villaverde<sup>(1)</sup>.

(1) Departament de Prehistòria, Arqueologia i Història Antiga, PREMEDOC, Universitat de València. Av. Blasco Ibañez 28, 46010 Valencia.

(2) Departament d'Història i Arqueologia, SERP, Universitat de Barcelona. C/ Montalegre 6-8, 08001 Barcelona.

(3) Evolutionary Studies Institute and School of Geoscience, University of the Witwatersrand, 1 Jan Smuts Avenue, Braamfontein 2001, Johannesburg.

Abstract: Microstratigraphic study of the combustion process in the level VIII of Cova Negra (Xàtiva, València). The micromorphological study of Level VIII from Cova Negra has allowed to identify several combustion independent microfacies which present vegetable structures and vegetable compositions, also identified through phytolith analysis. After a period of abandonment, combustion microfacies are detected all over a large part of the cavity. In later periods, two zones of combustion are identified and attributed to domestic activity of the human groups who frequented the cave. The identification of these processes in Cova Negra sheds light on how Neanderthal people acted in Occidental Mediterranean area.

**Palabras clave:** Micromorfología, Fitolitología, Combustión, Neandertales *Key words:* Micromorphology, Phytolithology, Combustion, Neanderthals

#### INTRODUCCIÓN

Cova Negra es uno de los yacimientos más interesantes para el estudio de las poblaciones neandertales del arco mediterráneo peninsular. El yacimiento fue excavado bajo la dirección de G. Viñes entre 1928 y 1933, en 1950 de la mano de F. Jordá, y entre 1981 y 1991 por V. Villaverde. Desde 2013 hasta la actualidad los trabajos son codirigidos por V. Villaverde y A. Eixea.

La secuencia de Cova Negra está compuesta por quince niveles estratigráficos integrados en seis fases sedimentarias (Fumanal y Villaverde, 2009; Villaverde et al., 2014). Las últimas dataciones marcan un amplio marco cronológico, desde los 273  $\pm$  26 ka del nivel XII hasta los 146  $\pm$  34 ka del nivel V (Richard et al., 2018). El presente estudio se centra en el nivel VIII, que concentra importantes evidencias de procesos de combustión y se incluye en la fase D (niveles XI-V). De este nivel se dispone de dos fechas de TL aplicado a sílex quemado, realizadas por Quaternary TL Surveys, con resultados de 255  $\pm$ 20 ka y 206  $\pm$  23 ka.

Las facies de combustión del nivel VIII, de potencia variable (20-38 cm), se localizan en los perfiles de los sectores oeste y sur de la cueva. Están compuestas por laminaciones que varían su coloración dependiendo de su composición y naturaleza, siendo las basales de color rojizo/marrón (7,5YR 4/6) y las superiores de color gris ceniciento (10YR. 6/3). El material asociado se compone de pocos restos líticos (3 esquirlas, una lasca térmica, 2 lascas y una pieza con muescas) y muy escasos restos de fauna (*Equus caballus y Ursus arctos*) (Martínez-Valle, 2009), con importante alteración térmica de la microfauna (Guillem, 2009). El objetivo de nuestro estudio es caracterizar con alta resolución la composición y formación de las áreas de

combustión del nivel VIII que se localizan en distintos ámbitos de la cueva.

#### LOCALIZACIÓN

Cova Negra se encuentra en el término municipal de Xàtiva (València). Se trata de una cavidad semicircular de 25x18 m, con una boca de entrada de 18 m de altura, situada en el margen izquierdo del rio Albaida, a unos 17 m sobre el lecho fluvial actual. La cavidad se integra geológicamente en el Cretácico (series Campaniense y Maestrichtiense), sobre dolomías anteriores a las que se superponen calizas masivas de tonalidades claras, con algunas pasadas dolomíticas y algunas capas donde abundan los granos de cuarzo.

#### METODOLOGÍA

Entre 2014 y 2017 los trabajos de investigación se centraron en dos sectores: Sector Sur (S) y Sector Oeste (W). Los perfiles de estas excavaciones y los de campañas anteriores han permitido realizar este estudio. La metodología consta de la descripción en campo del nivel VIII y de sus áreas de combustión, y la aplicación de la micromorfología de suelos. El muestreo se realizó en dos zonas. En el sector S se tomaron 4 muestras de los perfiles P8-SD y P9-SD y 1 en planta del cuadro R-9/R-10. En el sector W se recogieron 2 muestras del perfil F4-SD (Fig. 1). Ya en el laboratorio se secaron al aire y se impregnaron con resina de poliéster. A continuación se obtuvieron varias láminas delgadas (13.3 x 5.5 cm y 20 µ de grosor) que fueron estudiadas bajo un microscopio óptico polarizado con aumentos entre 25 y 500, utilizando luz polarizada plana (LPP) y luz polarizada cruzada (LPX). La descripción ha seguido las pautas de Bullock (Bullock et al., 1985), Courty (Courty et al., 1989) y Stoops (Stoops, 2003). También se recogieron muestras de sedimento de los perfiles



para el estudio de fitolitos y de espectroscopia de infrarrojos (FT-IR).

#### RESULTADOS

Se han distinguido las siguientes microfacies:

#### Microfacies de residuos orgánicos

La primera identificada es la que conforma la base del nivel VIII. Las microfacies localizadas son mcf.3-2 (M.7), mcf.4-3 (M.14) y mcf.4 (M.23). Se caracterizan por una gran acumulación vegetal no leñosa y con algunos restos de semillas (Schiegl, 1996) (Fig. 1a) en una masa basal de limos arenosos fosfatada. Son abundantes los hiporrevestimientos calcíticos que están relacionados con el metabolismo y crecimiento de las plantas (Durand et al., 2010) (Fig. 1b). Esta microfacie es rica en fitolitos. En el sector W se han identificado: plantas dicotiledóneas (21,7 % de frutos y 12,2 % de hojas); morfologías alargadas, que suelen relacionarse a plantas monocotidóneas (33 %) y plantas gramíneas y ciperáceas (18,8 y 2,8 %, respectivamente).

#### Microfacies detrítica termoalterada

En el sector Oeste aparece esta microfacies que se distingue por su composición de limos arenosos con alguna gravilla, resultado de la meteorización de las paredes de la cavidad. Se ha localizado en mcf.2 (M.23) y mcf.2 (M.3). En M.3 se ha identificado un fragmento de coprolito de carnívoro, que por sus características se ha identificado como hiena Goldberg, (Horwitz 1989). Aparecen У impregnaciones de óxidos de Fe en la masa basal y en el coprolito indicadores de alteraciones térmicas. concentración de fitolitos disminuye La

notablemente. Al sector S esta microfacies se compone de una masa basal limo arenosa fosfatada con trazas de termoalteración (Fig. 1c). Se registra en mcf.2 (M.16).

#### *Microfacies de residuos mineralizados (cenizas)* Se localizan dos tipos de microfacies:

- Microfacies de vegetales dispersos y coprolitos. Se caracteriza por su coloración grisácea y está compuesto por una acumulación micrítica calcítica dónde dominan los restos de excrementos de herbívoros en su mayoría y algún fragmento de lo que podrían ser carnívoros, con residuos vegetales parcialmente calcinados (Fig.1f) repartidos por la masa basal, muchos conservando su estructura vegetal. Las cenizas se presentan bastante disgregadas, en su mayoría sin conexión. Se observan hiporevestimientos calcíticos en poros. Se ha localizado en mcf.3 (M.5) y mcf.3-2 (M.13). Los fitolitos identificados proceden principalmente de plantas gramíneas, seguidas por hojas de plantas dicotiledóneas y ciperáceas.

- Microfacies de residuos vegetales. Se diferencian dos tipos:

a) Cenizas no articuladas, con la presencia de restos vegetales parcialmente calcinados y abundancia de nódulos fosfatados. Se ha localizado en mcf.3 (M.23). El estudio de fitolitos denota un dominio de tejido epidérmico de hojas de plantas dicotiledóneas (60 %), las plantas ciperáceas están bien representadas (7,4 %), mientras que observamos una práctica ausencia de gramíneas (0,7 %).

b) Acmulación micrítica calcítica y residuos vegetales articulados, con trazas de pisoteo (Fig.1d-e). Se ha



Fig. 1: a) Fragmentos de corteza de semillas silificadas (M.14).LPP. b) Poro con hiporevestimientos calcíticos, (M.7). LPX. c) Línea de contacto entre zona de rubefacción (abajo) y línea de cenizas (arriba) (M.16). LPP. d) Cenizas articuladas (M.16). LPP. e) Restos vegetales calcinados en conexión con trazas pisoteo (M.23). LPX. f) Resto vegetal parcialmente quemado (M.13). LPP.



localizado en mcf.1 (M.16, M.23 y M.3). El componente vegetal se caracteriza por el dominio de plantas dicotiledóneas (tejido epidérmico de frutos 41 % y hojas 17 %).

#### DISCUSIÓN

El nivel VIII de Cova Negra presenta un gran interés por incluir, de forma generalizada, diversas fases y áreas de combustión. En el estado actual de la excavación del nivel VIII, todavía no se ha podido acotar la amplitud de alguna de estas áreas, que culminan el nivel, a un perímetro concreto, exceptuando parte del área de combustión del sector S. Pero con el muestreo micromorfológico y de fitolitos realizado en diferentes perfiles se ha podido concretar su presencia, el grosor, las características microscópicas y el tipo de combustible vegetal que las conforma. En ambos sectores documentamos una composición y transformación posterior similar, aunque con pequeñas variaciones. Es importante señalar que a nivel macro, salvo en una parte de la zona Norte, donde los procesos sedimentarios difieren notablemente del resto de la cavidad, la coloración rojiza y la acumulación de cenizas descritas se documentan con facilidad en todos los perfiles. Así, de base a techo:

La base, de coloración rojiza en el sector S (mcf.3-2 M.7 y mcf.4-3 M.14) y más oscura en el W (mcf.4 M.23), está formada por una importante acumulación de materia orgánica vegetal en avanzado estado de descomposición, entre una masa basal fuertemente fosfatada. La ausencia de estructuras leñosas, junto a la presencia importante de raíces, nos lleva a pensar en un momento de crecimiento vegetal motivado por la entrada del sol en la cavidad. Corresponde a la formación de un suelo vegetal compuesto por una gran variedad de plantas (hojas y frutos de árboles y/o arbustos, gramíneas y otras plantas herbáceas) producido a lo largo de un período indeterminado de abandono y de estabilidad de la cueva.

Después de este momento, tanto en el sector W (mcf.3. M.23) como en el S (mcf.3 M.5 y mcf.3-2 M.13) se da un episodio de combustión que calcina parte de la masa vegetal acumulada. El combustible que se quema varía según el sector: en el sector S se observa, una acumulación de residuos orgánicos vegetales algunos de ellos parcialmente calcinados con coprolitos de animales de dieta herbívora que presentan en su composición esferolitas fecales y fitolitos de sílice desarticulados (los resultados de fitolitos apuntan a una gran presencia de gramíneas que se correlacionan bien con este tipo de fauna). Es esta masa orgánica de restos excrementales y vegetación la que sirve de combustible en este episodio. En el sector W, el combustible es mucho más vegetal que en el sector S. Los restos vegetales se observan parcialmente calcinados, y al ascender en la microfacies la temperatura incidente es mayor hasta llegar a transformar el combustible en cenizas. En este episodio de combustión, no se observa una preparación antrópica previa, sino que parece corresponder a una quema, probablemente fortuita.

Continuando en el sector W, por encima del primer episodio de combustión, se ha identificado una microfacies detrítica formada por la disgregación de las paredes de la cavidad (mcf.2 M.23 y mcf.2 M.3), con algún coprolito de hiena. Presenta impregnaciones de óxidos e hidróxidos de Fe producto de la combustión posterior. Junto con el descrito anteriormente, este episodio nos permite distinguir dos momentos de combustión claramente independientes.

episodio culmina la secuencia ΕI que micromorfológica del nivel VIII, correspondería a las dos áreas de combustión propiamente dichas, la del sector S y la del sector W. Al estar separadas espacialmente no podemos afirmar que sean coetáneas, pero nuestro estudio muestra como ambas áreas cierran las microfacies que conforman el nivel. La del sector W se ha identificado en corte, y no en excavación en extensión, por lo que resulta difícil establecer la amplitud espacial y el grado de correlación con la excavada en extensión en el sector S, donde sí se ha podido documentar la distribución en planta del área de combustión descrita y se ha delimitado parte de su perímetro total. En ambos sectores la disposición de las cenizas en conexión, la presencia de marcas de pisoteo, junto al cambio en el registro de los fitolitos respecto a la combustión precedente (con aparición de hojas de árboles y una fuerte disminución de las ciperáceas) nos sugiere una aportación de vegetales en forma quizás de lecho, constatando la actividad humana al final de la formación del nivel VIII. Los materiales arqueológicos recuperados, aunque escasos, confirman esta presencia y por tanto el uso de la cavidad en esa fase.

Cabe destacar la ausencia de la línea de carbones en las áreas de combustión de Cova Negra, que tradicionalmente ha definido las estructuras de combustión. No es la primera vez que se valora la no conservación, o la no formación de la capa de carbones. Diferentes estudios (Mentzer, 2014; Mallol et al., 2013), ponen de manifiesto la variabilidad que presentan estas formaciones. En Cova Negra, el tipo de vegetación (plantas arbustivas) que se consolidó como un nivel en sí mismo (nivel VIII), apunta a una fuerte oxigenación de las áreas de combustión. Esto permitiría una rápida elevación de las temperaturas con la consecuente creación de grandes acumulaciones de cenizas (Mentzer, 2014) y la producción de carbones muy pequeños o incluso inexistentes. En el caso de las áreas de combustión documentadas en el nivel VIII, la utilización de restos vegetales no leñosos también habría repercutido en la constatada ausencia de carbones.

Con los resultados obtenidos observamos que el nivel VIII de Cova Negra presenta variaciones entre las diferentes microfacies de combustión. Por una parte, se ha registrado una microfacies generalizada en la cavidad, cuyo origen deberá ser objeto de evaluación más detenida. Por otra, el estudio demuestra la existencia de áreas de combustión que presentan una preparación previa, indicativa de actividades domésticas realizadas por los grupos



que frecuentaban la cavidad aunque, por el momento, sea difícil plantear una función concreta para las mismas.

#### CONCLUSIONES

El análisis microestratigráfico nos ha permitido documentar diferentes episodios de abandono u ocupación de la cavidad, hecho difícilmente observable en campo dada la superposición de las microfacies de combustión y el escaso material arqueológico asociado a las mismas. Los momentos de ocupación se han identificado gracias al registro microscópico de dos áreas de combustión con material vegetal aportado por los grupos humanos que frecuentaron Cova Negra.

El estudio de grandes áreas de combustión en poblaciones Neandertales es todavía un tema poco abordado por la complejidad de su composición y la dificultad de su localización, delimitación, y registro. Cova Negra podría ser uno de los yacimientos dónde se conservan estas macro estructuras y podría poner de manifiesto el uso diferenciado del fuego en grandes hogueras por parte de estas poblaciones. Aunque todavía no podamos interpretar su finalidad concreta, en algunos estudios realizados en yacimientos del Paleolítico medio cómo el Abric del Romaní (Capellades) ya se plantea la presencia de este tipo de estructuras cómo el surgimiento definitivo de las bases domésticas de los grupos humanos arcaicos (Vallverdú et al., 2011). Otros vacimientos cómo Pech de l'Azé (Goldberg et al., 2012), Roc de Marsal (Aldeias et al., 2012; Goldberg et al., 2013), o Gorham's Cave (Macphail y Goldberg, 2000), también registran estructuras o áreas de combustión asociadas a niveles de ocupación Neandertal.

Así, queda de manifiesto la importancia de los estudios microscópicos para comprender los procesos sedimentarios ocurridos en cada una de las facies de formación de yacimientos como Cova Negra, tanto los de origen natural como los de origen antrópico. La identificación de estos procesos antrópicos en Cova Negra aporta por tanto nuevos datos para el estudio de las pautas de comportamiento de las poblaciones Neandertales del Mediterráneo occidental.

#### REFERENCIAS

- Aldeias, V., Goldberg, P., Sandgathe, D., Berna, F., Dibble,
  H. L., McPherron, S. J. P., Turq, A., Rezek, Z. (2012).
  Evidence for Neandertal use of fire at Roc de Marsal (France). *Journal of Archaeological Science*, 39, 2414-2423.
- Bullock, P., Federoff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T. (1985). *Hand book for soil thin section description*. Ed.
   Waine Research, Gran Bretaña, 152 pp.
- Courty, M. A., Goldberg, P., Macphail, R. (1989). Soils and micromorphology in archaeology. Ed. Cambridge University Press, Cambridge, 344 pp.
- Durand, N., Curtis, H., Canti, M.G. (2010). Calcium Carbonate Features. En: Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths. (G. Stoops, V. Marcelino y F. Mees, Ed.). Elsevier, Amsterdam (Netherlands), 149-194.

- Fumanal, M. P., Villaverde, V. (2009). Las excavaciones en la Cova Negra en los años 80, la estratigrafía y el marco cronológico. En: *Historia de Xátiva. Prehistoria, arqueología y Antigüedad. Xátiva* (V. Villaverde, J. Pérez Ballester y A. Ledo, Ed.), Xàtiva (España) vol. I, 35-57.
- Goldberg, P., Dibble, H., Berna, F., Sandgathe, D., McPherron, S. J. P., Turq, A. (2012). New evidence on Neandertal use of fire: Examples from Roc de Marsal and Pech de l'Azé IV. *Quaternary International*, 247, 325-340.
- Goldberg, P., Aldeias, V., Dibble, H., McPherron, S., Sandgathe, D., Turq, A. (2013). Testing the Roc de Marsal Neandertal "Burial" with Geoarchaeology. *Archaeol Anthropol Sci*, Springer, doi 10.1007/s12520-013-0163-2.
- Guillem, P.M. (2009). Los micromamíferos (Rodentia, Insectivora y Chiroptera). En: *Historia de Xátiva. Prehistoria, arqueología y Antigüedad. Xátiva* (V. Villaverde, J. Pérez Ballester y A. Ledo, Ed.). Xàtiva (España) vol. I, 85-114.
- Horwitz, L. K., Goldberg, P. (1989). A Study of Pleistocene and Holocene Hyaena Coprolites. *Journal of Archaeological Science*, 16, 71-94.
- Macphail, R., Goldberg, P. (2000). Geoarchaeological investigations of sediments from Gorham's and Vandguard Caves, Gibraltar: microestratigraphical (Soil micromorphological and chemical) signatures. En: C. B. Stringer, Neanderthals on the edge (R. N. E. Barton y J. C. Finlayson, Ed.). Oxbow books, Oxford, 183-200.
- Mallol, C., Hernández, C. M., Cabanes, D., Sistiaga, A., Machado, J., Rodríguez, A., Pérez, L., Galván, B. (2013). The black layer of Middle Palaeolithic combustion structures. Interpretation and archaeostratigraphic implications. *Journal of Archaeological Science*, 40, 2515-2537.
- Martínez-Valle, R. (2009). Restos óseos de macromamíferos y aves. En: *Historia de Xátiva. Prehistoria, arqueología y Antigüedad. Xátiva* (V. Villaverde, J. Pérez Ballester y A. Ledo, Ed.). Xàtiva (España) vol. I, 59-83.
- Mentzer, S. (2014). Microarchaeological Approaches to the Identification and Interpretation of Combustion Features in Prehistoric Archaeological Sites. *Journal of Archaeological Method and Theory*, 21, 616 668.
- Richard, M., Falguères, C., Pons-Branchu, E., Foliot, L., Guillem, P.M., Martínez-Valle, R., Eixea, A., Villaverde, V. (2018). ESR/U-series chronology of early Neanderthal occupations at Cova Negra (Valencia, Spain). *Quaternary Geochronology*, 49, 283-290.
- Schiegl, S. (1996). Ash Deposits in Hayonim and Kebara Caves, Israel: Macroscopic, Microscopic and Mineralogical Observations, and their Archaeological Implications. *Journal of Archaeological Science*, 23, 763-781.
- Stoops, G. (2003). Guidelines for Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Sections. Ed. Soil Science Society of America, Wisconsin, 184 pp.
- Vallverdú, J., Alonso, S., Bargalló, A., Bartrolí, R., Campeny, G., Carrancho, A., Expósito, I., Fontanals, M., Gabucio, J., Gómez, B., Prats J.M., Sañudo, P., Solé, A., Vilalta, J., Carbonell, E. (2011). Combustion structures of archaeological level O and mousterian activity areas with use of fire at the Abric Romaní rockshelter (NE Iberian Peninsula). Quaternary International, xxx, 1-12.
- Villaverde, V., Guillem, P., Martínez-Valle, R., Eixea, A. (2014). Cova Negra. En: Los cazadores recolectores del Pleistoceno y del Holoceno en Iberia y el Estrecho de Gibraltar: Estado actual del conocimiento del registro arqueológico. (E. Carbonell, J.M. Bermúdez de Castro y J.L. Arsuaga, Ed.). Burgos. Fundac. Atapuerca-Univ. Burgos, 361-369.



#### GESTIÓN Y DETERMINACIÓN DE LAS MATERIAS PRIMAS LÍTICAS Y CADENAS OPERATIVAS DURANTE EL MAGDALENIENSE INFERIOR EN LA REGIÓN CANTÁBRICA: EL NIVEL G1 DE LA CUEVA DE EL CIERRO (RIBADESELLA, ASTURIAS)



## S. Martín-Jarque<sup>(1)</sup>, D. Herrero-Alonso<sup>(2)</sup>, A. Tarriño<sup>(3)</sup>, D. Álvarez-Alonso<sup>(4)</sup>, J. Bécares<sup>(1)</sup>, J.F. Jordá Pardo<sup>(5)</sup>, E. Álvarez-Fernández<sup>(1)</sup>

(1) Dpto. de Prehistoria, Historia Antigua y Arqueología, Facultad de Geografía e Historia, Universidad de Salamanca. Calle Cerrada de Serranos s/n. E-37002. Salamanca, España. jarquesm@usal.es

(2) Dpto. de Historia, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de León. Campus de Vegazana s/n. E-24071. León, España.

(3) Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana. Paseo Sierra de Atapuerca 3. E-09002. Burgos, España.
(4) Dpto. de Prehistoria, Historia Antigua y Arqueología, Facultad de Geografía e Historia, Universidad Complutense de Madrid. Calle Profesor Aranguren, s/n. E-28040. Madrid, España.

(5) Laboratorio de Estudios Paleolíticos, Dpto. de Prehistoria y Arqueología, Facultad de Geografía e Historia, Universidad Nacional de Educación a Distancia. Paseo Senda del Rey 7. E-28040. Madrid, España.

Abstract (Management and determination of lithic raw materials and operational chains during the Lower Magdalenian in Cantabrian Spain: level G1 at El Cierro Cave (Ribadesella, Asturias): El Cierro Cave (Fresnu, Ribadesella, Asturias) is located at the mouth of the Sella River. It was discovered at the end of the fifties of the last century by F. Jordá Cerdá. In the different archaeological levels dating from the Mousterian to the Mesolithic (ca. 45,000-9,000 cal BP), highlights the great abundance of biotic and abiotic remains. In this communication, the first results of the analysis of lithic raw materials in general and flints in particular of the G1 level dating from the Lower Magdalenian (ca. 18,000 cal BP), as well as its first techno-typological data, are presented. This archaeological material was recovered during the campaigns of 1977-1979 (A. Gómez Fuentes y F. Jordá Cerdá) and 2014/2016 (E. Álvarez-Fernández).

**Palabras clave:** Paleolítico superior, Magdaleniense inferior, región cantábrica, materias primas líticas. *Key words:* Upper Palaeolithic, Lower Magdalenian, Cantabrian Spain, lithic raw materials.

#### INTRODUCCIÓN

Las rocas sedimentarias silíceas no detríticas, comúnmente conocidas como sílex, son un tipo de material idóneo debido a determinados rasgos propios que permiten identificar y discriminar variedades en función de su procedencia; además de ser uno de los restos que mejor perduran en los yacimientos prehistóricos. A partir de su análisis exhaustivo, se puede llegar a conocer de qué formaciones geológicas se pudieron haber abastecido los grupos de cazadores-recolectoresmariscadores paleolíticos y así, reconstruir su movilidad en un territorio determinado. Además, permite concretar los patrones de transformación (la talla, el retoque, etc.) y uso del sílex por parte de estos grupos humanos en un determinado periodo cronológico.

La cueva de El Cierro (Ribadesella, Asturias) contiene un destacado registro arqueológico que comprende todos los periodos del Paleolítico superior, y constituye un excelente modelo para llevar a cabo, a través de la industria lítica, el estudio de los sílex arqueológicos en base a su utilización y su procedencia.

#### LOCALIZACIÓN

La cueva de El Cierro se localiza en el municipio de Fresnu, perteneciente al Concejo de Ribadesella (Asturias). Emplazada en el extremo oriental del Macizo Asturiano de la Cordillera Cantábrica y en el borde de una depresión prelitoral, se sitúa a 83 m sobre el nivel del mar. A vuelo de pájaro, dista 2,1 km de la actual línea de costa (acantilados de Tereñes) y 3,1 km de la desembocadura del río Sella (Álvarez-Fernández et al., 2016, 2018; Jordá-Pardo et al., 2018). En el entorno de dicha desembocadura, concretamente en la margen izquierda del río Sella, existen otras cuevas con ocupaciones paleolíticas como Les Pedroses (El Carme), Cova Rosa



Fig. 1: Yacimientos arqueológicos del Paleolítico superior en el Concejo de Ribadesella: 1. Tito Bustillo (Ribadesella), 2. El Cierro (Fresnu), 3. Cova Rosa (Sardéu), 4. La Cuevona (Ardines), 5. La Lloseta (Ardines), 6. Les Pedroses (El Carme).



(Sardéu), Tito Bustillo (Ribadesella), La Lloseta (Ardines) y La Cuevona (Ardines).

El complejo kárstico de El Cierro se sitúa en las calizas de la Formación La Escalada, del Carbonífero. Se trata de una cavidad subsuperficial y de carácter muy degradado que cuenta con dos entradas, situadas al sur y al este respectivamente, y su yacimiento más importante se localiza en la denominada "sala principal", en la pared norte, espacio abovedado y parcialmente colapsado que dio lugar a la apertura de una ventana cenital. La cueva se prolonga hacia el oeste a través de una galería sinuosa (Álvarez-Fernández et al., 2016, 2018; Jordá-Pardo et al., 2018).

La secuencia litoestratigráfica, obtenida a partir de los perfiles de las excavaciones de 1977-1979 y de 2014/2016, está formada por un total de catorce niveles o unidades datadas, de la base al techo, desde el Musteriense (nivel N) hasta el Mesolítico (nivel B), incluyendo el Auriñaciense (niveles L y M), el Gravetiense (niveles J1 y J2), el Solutrense (niveles H1 y H2), el Magdaleniense (niveles F, G y G1) y el Aziliense (niveles C y D) (Álvarez-Fernández et al., 2016, 2018; Jordá-Pardo et al., 2018).



Fig. 2: Perfil esquemático de la secuencia sedimentaria de la cueva de El Cierro después de la intervención de 2014.

#### **METODOLOGÍA**

Nuestra propuesta reúne el estudio de la adquisición y explotación de las materias primas líticas y la caracterización de las mismas. Esta metodología se basa en los métodos que la Petrología maneja para la caracterización de las rocas, de modo que se reconozca su procedencia y se llegue a unas conclusiones, las cuales han de tener su interpretación a través de la Prehistoria. De esta manera, al estudio propiamente petrológico se le

añade el carácter arqueológico en la búsqueda de la comprensión de las sociedades del Pasado respecto a las rocas que manipulan (Tarriño, 2006). Los restos líticos recuperados del nivel G1 de El Cierro constituyen importantes evidencias arqueológicas, fundamentales para obtener información sobre la localización de las fuentes potenciales de aprovisionamiento de sílex durante el Magdaleniense inferior.

Su estudio, desde un punto de vista metodológico, permite realizar el análisis textural consistente en la caracterización, de forma cualitativa, de los componentes ortoquímicos (naturaleza del cuarzo, del ópalo, etc.), los componentes aloquímicos (contenido en fósiles, etc.), los relictos (granos minerales, etc.) y los procesos autigénicos (dolomitización, etc.); también los procesos diagenéticos, posgenéticos o de alteración, etc. Esta clase de estudio se aborda desde la microscopía, haciendo uso de lupa binocular y microscopio petrográfico.

Respecto a la perspectiva tecno-tipológica, la propuesta metodológica escogida (Laplace, 1972; Sonneville-Bordes y Perrot, 1956) pretende unir las estructuras tipológicas bajo la dirección de la estructura petrográfica, la cual rige el estudio centrándose en la noción de gestión de la materia prima.

#### RESULTADOS

El nivel G1 de la cueva de El Cierro cuenta con 2,618 restos líticos. La litología mayoritaria en este nivel son los sílex con un 71% del total (los sílex del Cretácico y del Terciario comprenden ca. 39%, por un 32% de las variedades del Carbonífero), seguido por la cuarcita con algo más del 27%. El cuarzo con un 1,5% y la arenisca con apenas un porcentaje de <1%, representan el resto de litologías minoritarias.

El análisis específico de los sílex cretácicos y terciarios (Tarriño et al., 2014), en una muestra de 500 restos, ha permitido documentar hasta nueve tipos diferentes. El mayoritario es el sílex de Piloña con ca. 50% del total de piezas analizadas. El segundo en importancia de explotación es el sílex de Piedramuelle con algo más del 13%. A continuación, destaca el sílex del *Flysch* Pirenaico con un 12%. Los últimos dos tipos claramente reseñables son el sílex de Monte Picota con un porcentaje algo inferior al 5% y el sílex de Treviño con ca. 1%.

El estudio tecno-tipológico del nivel G1 de El Cierro señala la presencia de poco más de un centenar de restos en sílex retocados. Los grupos tipológicos mejor representados serían los raspadores, en primer lugar, y las hojitas de dorso, en segundo lugar; estos grupos suponen más de la mitad de las piezas retocadas. Por lo que se refiere al sílex con el que se han elaborado, el de Piloña es, con diferencia, el principal recurso litológico empleado.

#### DISCUSIÓN

En el nivel G1 del yacimiento de la cueva de El Cierro (ca. 18,000 cal BP, Magdaleniense inferior) hemos documentado cuatro litologías: arenisca, cuarcita, cuarzo y sílex (incluidas las variedades



paleozoicas y cretácicas y terciarias). De estas, existe un predominio notable de los sílex cretácicos y terciarios con un ca. 39% del total de restos líticos recuperados del nivel (71% si les sumamos los sílex paleozoicos), frente a una muy destacable presencia de la cuarcita (ca. 27%).

Aunque los sílex cretácicos y terciarios, todos alóctonos a la cueva de El Cierro (excepto aquellos sílex de Piloña que posean córtex rodados de tipo fluvial), son la litología mayoritaria del nivel, el resto del material lítico se puede captar en depósitos secundarios localizados en las mismas inmediaciones del yacimiento (Álvarez-Alonso et al., 2013).

Investigaciones previas en la región asturiana advierten de una particularidad o "realidad asturiana" según la cual los sílex del Cretácico y del Terciario, en líneas generales, no poseen una calidad óptima para la talla, y la potencia de sus afloramientos es significativamente reducida, lo que conlleva su relativa escasez (Duarte et al., 2016). De hecho, su comparación con los sílex de otras áreas cantábricas no solo redunda en la abundancia de estos últimos, sino también en su mayor calidad. Como respuesta a esta situación, se explotan algunas variedades de cuarcita de grano fino, recristalizadas y con pocas fracturas internas, que las hace muy aptas para la talla; así como otras rocas silíceas de menor calidad frente a variedades más recientes, pero abundantes y de fácil captación, como variedades paleozoicas (Álvarez-Alonso et al., 2013; Duarte et al., 2016; Herrero-Alonso, 2018).

En el nivel G1 de El Cierro se han documentado hasta nueve tipos de sílex cretácicos y terciarios diferentes, una variabilidad de tipos muy destacada en contraposición con los conjuntos líticos de algunos yacimientos situados en otras áreas de la región cantábrica, especialmente en la más oriental (Tarriño, 2006). El sílex de Piloña es, sin ningún género de dudas, el tipo predominante y, junto al sílex de Piedramuelle (en menor medida), representa el principal recurso silíceo regional, en esta ocupación, destinado a la talla. Sin embargo, junto a estos dos tipos, hemos detectado también la importante presencia de algunos trazadores de la cuenca Vasco-Cantábrica (Tarriño, 2006; Tarriño et al., 2014, 2016) como el sílex del Flysch Pirenaico y, en menor medida, el sílex de Treviño.

El sílex de Piloña (*Santoniense*, Cretácico superior) es descrito por diversos autores como el sílex asturiano de mejor calidad para la talla (Tarriño et al, 2013; Duarte et al., 2016). Además, se ha detectado su presencia, aunque de forma bastante más minoritaria, en sitios de la región cantábrica con niveles de similar periodización como El Linar y Las Aguas (Tarriño, 2016), cuevas que distan unos 120 km de distancia de El Cierro.

#### CONCLUSIONES

La región cantábrica se revela como un territorio con abundancia de sílex de calidad (Tarriño, 2006; Tarriño et al., 2014, 2016), materia prima básica destinada a satisfacer las necesidades tecnológicas de las poblaciones prehistóricas del norte de la

ibérica. Por lo península tanto. la sola documentación de algunos de estos tipos de tan óptima talla y de procedencias tan lejanas en la cueva de El Cierro (como el sílex del Flysch Pirenaico o el sílex de Treviño) permite afirmar que las poblaciones humanas que la ocuparon durante el Magdaleniense inferior, además de servirse de los recursos líticos más abundantes e inmediatos al yacimiento (como, por ejemplo, la cuarcita, las variedades silíceas paleozoicas o, incluso, el sílex de Piloña de las terrazas fluviales del río Sella), participaron también activamente de una movilidad territorial a gran escala y de una explotación extensiva del medio físico con el fin de aprovisionarse y desarrollar eficazmente SUS tecnologías.

El estudio futuro de las materias primas líticas en general, y del sílex en particular, del resto de niveles del yacimiento de la cueva de El Cierro y de otros sitios del valle del Sella posibilitará una mayor precisión sobre las estrategias de adquisición de materias primas por parte de los grupos de cazadores-recolectores-mariscadores de la región cantábrica durante el Paleolítico superior.

#### REFERENCIAS

- Álvarez-Alonso, D., Andrés-Herrero, M. de, Rojo, J. (2013): La captación de materias primas líticas durante el Paleolítico en el oriente de Asturias, y su caracterización litológica en la cuenca de los ríos Sella y Cares (Asturias, España). En: *El Cuaternario Ibérico. Investigación en el siglo XXI* (R. Baena, J.J. Fernández, I. Guerrero, Eds.). AEQUA, Sevilla (España), 296-299.
- Álvarez-Fernández, E., Álvarez-Alonso, D., Bécares, J., Carral, P., Carriol, R.-P., Chauvin, A., Cubas, M., Cueto, M., Domingo, R., Douka, K., Elorza, M., Jordá Pardo, J.F., Murelaga, X., Portero, R., Rivero, O., Tapia, J., Tarriño, A., Teira, L.C. (2016): Nouvelles données sur le Magdalénien inférieur de la Région Cantabrique: le Niveau F de la grotte de El Cierro (Ribadesella, Asturies, Espagne). L'Anthropologie, 120 (5), 537-567.
- Álvarez-Fernández, E., Bécares, J., Jordá Pardo, J.F., Aguirre, A., Álvarez-Alonso, D., Andrés-Herrero, M. de, Aparicio, M.T., Barrera-Mellado, I., Carral, P., Carriol, R.-P., Chauvin, A., Cubas, M., Cueto, M., Domingo, R., Douka, K., Duarte, C., Elorza, M., Fernández-Gómez, M.J.; Gabriel, S., Haber, M., Iriarte, M.J., Julian, M.-A., Lepage, J., Llave, C., Martín-Jarque, S., Murelaga, X., Osete, M.L., Palencia, A., Portero, R., Tapia, J., Rivero, O., Rivero, M., Tarriño, A., Teira, L.C., Uzquiano, P., Arias, P. (2018): La cueva de El Cierro (Fresnu, Ribadesella): campañas de excavación e investigación 1977-1979, 2014 y 2016. En: *Excavaciones Arqueológicas en Asturias 2013-2016*. Gobierno del Principado de Asturias, Oviedo (España), 93-106.
- Duarte, E., Santamaría, D., Forcelledo, E., Tarriño, A., Rasilla, M. de la (2016): El sílex como recurso mineral en la Prehistoria de Asturias. *Cuadernos de Prehistoria y Arqueología de la Universidad de Granada*, 26, 157-190.
- Herrero-Alonso, D. (2018): La gestión de las materias primas y cadenas operativas líticas en el Mesolítico de la vertiente sur de los Picos de Europa: la cueva de la Uña. Tesis doctoral (inédita), Universidad de Salamanca, Salamanca (España).
- Jordá Pardo, J.F., Carral, P., Álvarez-Alonso, D., Arias, P., Bécares, J., Cubas, M., Martín-Jarque, S., Portero, R., Teira, L.C., Álvarez-Fernández, E. (2018): Al oeste del Sella. Geoarqueología y cronoestratigrafía del registro del Pleistoceno superior de la cueva de El Cierro (Fresnu, Ribadesella, Asturias, España). *Boletín Geológico y Minero*, 129 (1/2), 207-250.



- Laplace, G. (1972): La typologie analytique et structurale: Base rationnelle d'étude des industries lithiques et osseuses. En: Banques des données archéologiques. Centre National de la Recherche Scientifique, Colloques nationaux 932, Paris (France), 91-143.
- Sonneville-Bordes, D., Perrot, J. (1956): Lexique typologique du Paléolithique Supérieur. Outillage lithique: IV Burins. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, 53, 408-412.
- Tarriño, A. (2006): El sílex en la Cuenca Vasco-Cantábrica y Pirineo Navarro: caracterización y su aprovechamiento en la Prehistoria. Museo Nacional y Centro de Investigación de Altamira, Monografías 21, Madrid (España).
- Tarriño, A. (2016): Procedencia de los sílex del proyecto 'Los tiempos de Altamira' (yacimientos de Cualventi, El Linar y Las Aguas). En: Proyecto de investigación: los tiempos de Altamira. Actuaciones arqueológicas en las cuevas de Cualventi, El Linar y Las Aguas (Alfoz de Lloredo, Cantabria, España) (J.A. Lasheras, Dir., R. Montes, P. Rasines, C. de las Heras, P. Fatás, Coords.)

Museo Nacional y Centro de Investigación de Altamira, Monografías 26, Madrid (España), 457-476.

- Tarriño, A., Duarte, E., Santamaría, D., Martínez, L., Fernández de la Vega, J., Suárez, P., Rodríguez, V., Forcelledo, E., Rasilla, M. de la (2013): El Sílex de Piloña. Caracterización de una nueva fuente de materia prima lítica en la Prehistoria de Asturias. En: *F. Javier Fortea Pérez. Universitatis Ovetensis Magister. Estudios en Homenaje* (M. de la Rasilla, Coord.). Ediciones de la Universidad de Oviedo y Ménsula Ediciones, Oviedo (España), 115-132.
- Tarriño, A., Elorrieta, I., García-Rojas, M. (2014): Flint as raw material in prehistoric times: Cantabrian Mountain and Western Pyrenees data. *Quaternary International*, 364, 94-108.
- Tarriño, A., Muñoz, E., Elorrieta, I., Normand, C., Rasines del Río, P., García-Rojas, M., Pérez-Bartolomé, M. (2016): El sílex en la Cuenca Vasco-Cantábrica y el Pirineo Occidental: materia prima lítica en la Prehistoria. *Cuadernos de Prehistoria y Arqueología de la Universidad de Granada*, 26, 191-228.



### COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DEL ESTRONCIO EN DIENTES DE LOS INDIVIDUOS PROCEDENTES DE DOS YACIMIENTOS ARQUEOLÓGICOS DEL ALTO EBRO: MOVILIDAD E INTERCAMBIO CULTURAL DURANTE EL CAMPANIFORME



L.A. Ortega<sup>(1)</sup>, C. Alonso-Fernández<sup>(2)</sup>, I. Guede<sup>(1)</sup>, M.C. Zuluaga<sup>(1)</sup>, A. Alonso-Olazabal<sup>(1)</sup>, J. Jiménez-Echevarría<sup>(2)</sup>

(1) Dpto. Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco UPV/EHU. Barrio Sarriena s/n.
48940, Leioa. <u>luis.ortega@ehu.eus</u>, <u>iranzulaura.guede@ehu.eus</u>, <u>mcruz.zuluaga@ehu.eus</u>, <u>ainhoa.alonso@ehu.eus</u>
(2) Cronos, S.C., C/ Aparicio y Ruiz 16 4° D. 09003 – Burgos. <u>ca@cronossc.es</u>, <u>jj@cronossc.es</u>

Abstract (Strontium isotope ratio in human teeth from two archaeological sites at upper Ebro River Basin: Mobility and cultural exchange during Bell Beaker culture): In this study, the strontium isotope composition of exhumed individuals teeth from the El Hundido (Monasterio de Rodilla, Burgos) and Valdescusa (Hervías, La Rioja) sites were analyzed to assess the mobility of these Bell Beaker populations. The individuals of the Valdescusa site show the isotope composition out from the local baseline ratio indicating foreign origin. However, in the El Hundido site, the most recent individual ratio agrees with the local isotope composition indicating local origin, while the oldest individual isotopic ratio records residential movements throughout his life.

**Palabras clave:** cultura Campaniforme, isótopos de estroncio, dientes, cambios de residencia *Key words*: Bell Beaker culture, strontium isotopes, teeth, residential mobility

#### INTRODUCCIÓN

El fenómeno Campaniforme constituye una de las etapas culturales más enigmáticas de la Prehistoria Reciente en cuanto al origen y su dispersión europea, cuyo inicio y término se encuentran aún poco definidos. Recientes estudios de ADN apuntan su relación y expansión iniciales con migraciones de población procedentes de las estepas pónticocaucásicas, que al inicio de la Edad Bronce (principios del III milenio BC) se expandieron por Centroeuropa y llegaron también a la Península Ibérica (Haak et al., 2015). Estos movimientos de personas han influido drásticamente en la configuración genética de las poblaciones indígenas de tal forma que, en algunos casos, supuso el relevo genético de más del 90% de la población masculina (Olalde et al., 2017; Olalde et al., 2019).

En los últimos años son frecuentes los estudios de movilidad y cambio de residencia de individuos y poblaciones mediante el estudio de la composición isotópica de los restos óseos. Los isótopos de estroncio reflejan la composición isotópica de la geología donde el individuo analizado ha habitado, de modo que este sistema isotópico puede usarse para la reconstrucción de patrones de movilidad en poblaciones pasadas (Bentley, 2006).

El estroncio tiene cuatro isótopos naturales estables: <sup>84</sup>Sr (0.56%), <sup>86</sup>Sr (9.87%), <sup>87</sup>Sr (7.04%) y <sup>88</sup>Sr (82.53%) donde únicamente la proporción del <sup>87</sup>Sr puede variar en los sistemas geológicos ya que tiene un origen radiogénico, es decir se forma como producto estable de la desintegración del <sup>87</sup>Rb radiactivo. La cantidad de <sup>87</sup>Sr y por tanto la relación <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr que presentan los materiales geológicos dependerá de la edad de las formaciones geológicas y de su composición. De este modo, las rocas de origen mantélico, que contienen poco Rb presentarán valores bajos en la relación <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr. Por el contrario, las rocas graníticas y las rocas sedimentarias presentan relaciones <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr elevadas debido a su mayor contenido de Rb. Por último, la edad de las rocas condiciona el enriquecimiento del <sup>87</sup>Sr en los materiales, presentando relaciones <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr más elevadas los materiales más antiguos.

Debido a que el estroncio presenta un número atómico elevado, los valores de la relación <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr apenas varían a medida que las rocas del sustrato se erosionan para formar sedimentos y suelos hasta llegar a la cadena alimentaria. Por tanto, la relación <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr en el suelo, las aguas subterráneas, la vegetación y la fauna reflejan la composición isotópica del sustrato geológico. Los seres humanos adquieren estroncio mediante ingesta de agua y alimentos y reemplaza al calcio en el hidroxiapatito que forma la estructura mineral de los huesos y de los dientes. El esmalte dental se forma durante la niñez y su composición isotópica no cambia durante el periodo de vida del individuo. Dado que cada pieza dental se forma en momentos diferentes del . crecimiento del individuo, la existencia de valores diferentes en la relación <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr en el esmalte de los dientes puede indicar cambios de residencia durante su periodo de vida.

En este resumen se estudia la movilidad y cambios de residencia de los individuos de dos yacimientos arqueológicos del Campaniforme peninsular a partir de las relaciones isotópicas <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr registradas en sus dientes.

#### LOCALIZACIÓN Y CONTEXTO ARQUEOLÓGICO

Los yacimientos estudiados corresponden a dos enclaves próximos emplazados en la cuenca alta del



río Ebro: El Hundido (Monasterio de Rodilla, Burgos) y Valdescusa (Hervías, La Rioja) (Fig. 1).



Fig. 1: Localización geográfica de los yacimientos estudiados

En el yacimiento de El Hundido se han estudiado dos individuos, donde la cronología del enterramiento UE450 lo enmarca como una de las expresiones más antiguas del Campaniforme en esta región (2562-2306 cal BC, 2o). Se trata de un varón adulto de edad de muerte superior a 55 años que, como ajuar de enterramiento, cuenta con un vaso con decoración de estilo Ciempozuelos, una punta de palmela de cobre, una punta de hueso y una esfera de pirita (Alonso-Fernández, 2013). Los ajuares funerarios son característicos del valle del Ebro y de clara influencia transpirenaica. El segundo individuo del yacimiento (UE750) es otro varón adulto más moderno (2287-2044 cal BC 2o). Ambos están enterrados en fosas intrusivas en un monumento funerario megalítico no dolménico siguiendo las fórmulas funerarias canónicas en el apogeo del Campaniforme.

En el vacimiento de Valdescusa se han estudiado 5 individuos que se encuentran inhumados en fosa y culturalmente están enmarcados en el Bronce Medio del Valle del Ebro, ajenos a la cultura Cogotas y en un espacio de frontera (Alonso-Fernández y Jiménez-Echevarría, 2015). Se trata de un hábitat al aire libre, donde se alternan estructuras domésticas v funerarias. El ritual funerario varía entre individuos jóvenes y adultos e infantiles, no tratándose de enterramientos campaniformes canónicos. Los materiales arqueológicos asociados responden a producciones Ciempozuelos que se asemejan a los esquemas de El Hundido, con características propias del territorio riojano y del límite de la meseta. La cronología del yacimiento lo enmarca en los estertores del mundo Campaniforme regional, con dataciones <sup>14</sup>C AMS coincidentes y muy cercanas todas ellas entre sí (rango combinado 1685-1617 cal BC, 2σ).

#### MATERIALES

Se han analizado tres piezas dentales de dos individuos adultos procedentes del yacimiento de El Hundido. En el individuo EH750 se han analizado el molar 1 superior derecho (16), molar 2 inferior izquierdo (37), y canino inferior izquierdo (33); del individuo EH450 el molar 1 superior izquierdo (26), el molar 3 superior derecho (18) y el premolar 2 inferior izquierdo (35). Los individuos procedentes del yacimiento de Valdescusa corresponden a dos niños entre 4 y 6 años, dos jóvenes de unos 12 a 15 años y un adulto. Cuando ha sido posible se han estudiado dos molares en cada individuo. Las piezas 16 y 48 en el individuo adulto, y las piezas 16 y 37 en el juvenil. Sin embargo, en los individuos más jóvenes sólo ha sido posible estudiar el primer molar; piezas 16 y 46.

También se han analizado muestras de sedimentos y de agua de ríos próximos a cada yacimiento con la finalidad de determinar la relación <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr biodisponible del entorno de cada enclave.

#### **METODOLOGÍA**

De cada pieza dental se han extraído dos fracciones con ayuda de un microtaladro de dentista (MF-Perfecta), una de esmalte y otra de dentina. Para el análisis isotópico de los dientes se han pesado unos 10 mg, que se disolvieron en viales de teflón de 7 mL (Savillex®, Minnetonka, MN, EE.UU.) con 1.5 mL de HNO<sub>3</sub> 2M (de grado analítico purificado mediante destilación por evaporación en superficie).

Previamente al análisis isotópico de aguas las muestras de agua se filtraron con un filtro de 0.45 um a fin de eliminar las partículas en suspensión y posteriormente se tomaron 15 mL que se evaporaron a sequedad y luego se disolvieron en 2 mL de HNO<sub>3</sub>. Para el análisis isotópico de las muestras de suelo se pesó 1 g que se lixivió utilizando 2.5 mL de nitrato de amonio 1M (NH<sub>4</sub>NO<sub>3</sub>) agitando durante 8 horas para obtener el Sr biodisponible. Posteriormente las muestras se centrifugaron a 3000 rpm durante 15 min, se extrajo toda la fracción líquida (~ 1-1.5 mL) y se llevaron a sequedad para redisolverlas posteriormente en 2 mL de HNO<sub>3</sub>. Todas las soluciones se cargaron en columnas cromatográficas rellenas de la resina selectiva de estroncio Sr-spec® (ElChroM industries, Dariel, IL, EEUU). La resina se usó una única vez para extraer el estroncio de la muestra y después se descartó. El blanco del procedimiento analítico de estroncio es menor de 100 pg y, por lo tanto, proporciona una contribución insignificante.

Las relaciones isotópicas se midieron en un espectrómetro de masas con fuente de plasma multicolector Neptune® (MC-ICP-MS) de los Servicios Generales de Investigación (SGiker) de la Universidad del País Vasco UPV/EHU. La medida del material de referencia NBS-987 indica una precisión externa para los análisis de  $\pm$  0.00002 (2 $\sigma$  absoluto), mientras que el análisis del NBS 987 durante el periodo de análisis proporciona valores de <sup>87</sup>Srl<sup>86</sup>Sr de 0.710286  $\pm$  10 (2 $\sigma$ , n = 8).

#### RESULTADOS

Las relaciones <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr de las muestras dentales de los individuos de El Hundido varían entre 0.70908 y 0.71263. En general, son valores similares a los que presentan los sedimentos y aguas próximas al yacimiento, que proporcionan relaciones <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr =



0.70902 - 0.70906 (Fig. 2). Únicamente dos de las composiciones isotópicas se alejan del resto de las muestras dentales con relaciones de  ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr > 0.7125.



Fig. 2: Valores de <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr de los materiales estudiados del yacimiento de El Hundido. En negrita, las muestras correspondientes al esmalte. C: colmillo, 1: molar 1, 2: molar 2, 3: molar 3, P: premolar. D: suelo. d: agua.

Las muestras dentales en los individuos de Valdescusa presentan relaciones  ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr que varían entre 0.70978 y 0.71027. Estos valores son superiores a los que presentan los sedimentos del yacimiento con relaciones  ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr = 0.70823 o la del agua dulce local, con relación  ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr = 0.70863 (Fig. 3).



Fig. 3: Relaciones <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr de las muestras del yacimiento de Valdescusa. Símbolos rellenos: esmalte, símbolos huecos: dentina. El área gris marca la composición isotópica biodisponible local en los alrededores del yacimiento.

#### DISCUSIÓN

En los estudios de movilidad y cambio de residencia de individuos antiguos es fundamental determinar la composición isotópica local. En este estudio, la composición isotópica de base o local para cada yacimiento estudiado se ha determinado mediante el estudio de agua de escorrentía y de sedimentos recogidos en las proximidades de los yacimientos. Valores de la relación <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr en dientes similares a los encontrados en el agua/sedimentos indican un origen local de los individuos, mientras que valores lejanos a esta relación indican un carácter foráneo.

En el yacimiento de El Hundido, el individuo más reciente (EH750) presenta composición isotópica similar a la composición local para todas las muestras analizadas. Estos resultados indican que este individuo permaneció durante su infancia y adolescencia en el mismo lugar donde falleció. Por tanto, no registra cambios significativos de residencia a lo largo de su vida.

Por el contrario, el individuo más antiguo (EH450) presenta variaciones muy importantes en la composición isotópica de algunas piezas dentales. La composición isotópica del esmalte dental del

premolar y del molar M1 presentan valores muy enriquecidos en estroncio radiogénico, con relaciones <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.7126 alejados de la composición isotópica local (Fig. 2). Estas relaciones indican que ese individuo se encontraba en un entorno geológico diferente al del yacimiento en el momento de formación de estas piezas dentales. Valores en la relación <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr superiores a 0.712 son típicos en terrenos graníticos del Macizo Ibérico.

Según Knipper (2004), en el desarrollo de los dientes, el esmalte del molar M1 se formaría entre el último mes de embarazo y el segundo año y medio de vida del individuo, mientras que la dentina puede llegar a formarse en momentos tan tardíos en el crecimiento como los 10 años. El esmalte del segundo premolar P2 se forma entre el segundo año de vida y los seis años, mientras que la dentina puede prolongarse hasta los 12 años.

Considerando estos intervalos en la formación de los dientes, se puede considerar que el individuo EH450 habría nacido en un entorno lejano del yacimiento, permaneciendo en el mismo hasta al menos los dos años de edad y como máximo hasta los 6 años.

Sin embargo, todos los individuos procedentes del yacimiento de Valdescusa presentan una composición isotópica similar, y alejada de la composición isotópica de base del yacimiento (Fig. 3). La existencia en los dientes de una firma isotópica diferente a la composición isotópica de base del entorno del yacimiento de Valdescusa indica el carácter foráneo de todos los habitantes del yacimiento.

Ligeras variaciones en la firma isotópica de los individuos sugieren residencias en lugares diferentes dentro del mismo entorno geográfico. Lo cierto es que Valdescusa parece funcionar como un lugar colector de este contingente de población foráneo en un tiempo y lugar concretos, sin lazos de parentesco entre ellos según indica el ADNmt.

Los resultados obtenidos encajan con el perfil de movilidad de las poblaciones campaniformes. De hecho, estudios en grandes necrópolis centroeuropeas indican que entre el 50% y 60% de los individuos son migrantes, sin establecerse distinción de sexos ni de rangos de edad (Price et al., 2004).

#### CONCLUSIONES

Las firmas isotópicas del estroncio en los dientes de los habitantes de los yacimientos de El Hundido y de Valdescusa indican el carácter migrante mayoritario de sus gentes campaniformes. Sin embargo, la naturaleza de los ajuares asociados a los enterramientos sugiere una asimilación de objetos e ideas de los grupos locales.

**Agradecimientos:** Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PIBA 2018-1-0053 del Gobierno Vasco.

#### REFERENCIAS

Alonso-Fernández, C. (2013). Las tumbas campaniformes del monumento funerario 'El Hundido' (Monasterio de



Rodilla, Burgos), *Munibe: Antropología-Arkeología* 64, 89-103.

- Alonso-Fernández, C., Jiménez-Echevarría, J. (2015). La progresión del 'fenómeno' Campaniforme durante el Bronce Medio en el entorno del Sistema Ibérico: el poblado de Valdescusa (Hervías, La Rioja, España), *Munibe: Antropología-Arkeología* 66, 147-162
- Bentley, R.A. (2006). Strontium Isotopes from the Earth to the Archaeological Skeleton: A Review. *Journal of Archaeological Method and Theory* 13(3), 135-187.
- Haak, W., Lazaridis, I., Patterson, N., Rohland, N., Mallick, S., Llamas, B., . . . Reich, D. (2015). Massive migration from the steppe was a source for Indo-European languages in Europe. *Nature*, 522(7555), 207-211.
- Knipper C. (2004). Die Strontiumisotopenanalyse: eine naturwissenschaftliche Methode zur Erfassung von Mobilität in der Ur-und Frühgeschichte. Jahrbuch des

Römisch-Germanischen Zentralmuseums Mainz 51(2):589-686.

- Olalde, I., Brace, S., Allentoft, M. E., Armit, I., Kristiansen, K., Booth, T., . . . Reich, D. (2018). The Beaker phenomenon and the genomic transformation of northwest Europe. *Nature*, 555(7695), 190-196.
- Olalde, I., Mallick, S., Patterson, N., Rohland, N., Villalba-Mouco, V., Silva, M., . . . Reich, D. (2019). The genomic history of the Iberian Peninsula over the past 8000 years. *Science*, 363(6432), 1230-1234.
- Price, T.D., Knipper, C., Grupe, G. Smrcka, V. (2004). Stromtium isotopes and prehistoric human migration: the Bell Beaker period in central Europe, *European Journal* of Archaeology 7(1): 9-40.



### TECNOLOGÍA LÍTICA DE LOS ULTIMOS NEANDERTALES EN EL YACIMIENTO DE PEÑA MIEL (NIEVA DE CAMEROS, LA RIOJA)



J. Rios-Garaizar<sup>(1)</sup>, A. Eixea<sup>(2)</sup>

(1) Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH), Paseo de la Sierra de Atapuerca, 3. 09002. Burgos. joseba.rios@cenieh.es

(2) Departament de Prehistòria, Arqueologia i Història Antiga, Universitat de València. Avda. Blasco Ibáñez, 28. 46010-Valencia. Alejo.Eixea@uv.es

Abstract (Lithic technology of the last Neanderthals in the Peña Miel deposit (Nieva de Cameros, La Rioja): In this contribution we present the results of a detailed technological analysis of Late Middle Palaeolithic lithic assemblage from Peña Miel site, which are located between Iberian plateau and Ebro valley. The study of the lithic assemblages allow us to discuss about the last technological features of Neanderthals populations. Applying an integral lithic analysis approach we can address its technological variability in relation to raw materials, specially quartzite, knapping methods and tooling. The results show how the dominant use of the discoid strategy allows the systematic exploitation of resistant materials to obtain immediate blanks with a great functional potential.

Palabras clave: Tecnología lítica, Cuarcita, Discoide, Neandertal, Valle del Ebro Key words: Lithic Technology, Quartzite, Discoid, Neandertal, Ebro Valley

#### INTRODUCCIÓN

El yacimiento de Peña Miel (Nieva de Cameros) es la única referencia a ocupaciones del Paleolítico medio en un contexto de cueva de La Rioja, y uno de los pocos yacimientos en cueva, junto a Abuntz, Arrillor y Prado Vargas, del tramo alto de la cuenca del Ebro. El yacimiento, excavado bajo la dirección de P. Utrilla a comienzos de la década de 1980, proporcionó una secuencia estratigráfica con al menos tres niveles arqueológicos (i, g y e) atribuidos al Paleolítico medio. Tras la publicación de la monografía en 1987 (Utrilla et al. 1987), se han abordado algunos estudios puntuales de la industria lítica (Montes, 1988; Utrilla y Mazo 1996) y de la fauna (Blasco et al. 1996). Además, a principios del siglo XXI se publicaron los resultados de nuevas dataciones radiométricas para el nivel e (GrN-12123, 45,500+1,400/-1200 BP) y para el nivel g (OxA-5519, 40,300±1600BP; CSIC-546, > 40 000 BP) (Montes et al. 2001). Estos resultados sugieren que los niveles e y g son de las últimas manifestaciones del Paleolítico medio Peninsular, aunque a la luz de lo que ha ocurrido en otros conjuntos coetáneos, es posible que nuevos protocolos de datación (ultrafiltración) puedan modificar este marco cronológico (Higham et al. 2014; Marín-Arroyo et al. 2018). En cualquier caso, el estudio del conjunto lítico del nivel e es de gran relevancia para conocer las estrategias de aprovisionamiento de utillaje y de uso del territorio de los últimos neandertales de la Península Ibérica.

#### LOCALIZACIÓN

El yacimiento de Peña Miel se sitúa en medio del abrupto paisaje de la Sierra de Cameros, sobre el río Iregua a 840 de altitud. El valle del Iregua es una vía de paso tradicional que unía la Meseta con el Valle del Ebro, que a su vez comunica la Región Cantábrica y los Pirineos Occidentales con la zona mediterránea. El yacimiento se encuentra por tanto situado en un punto de gran interés para valorar los contactos de los grupos de neandertales entre estas regiones al final del Paleolítico medio.



Fig. 1: Mapa de localización del yacimiento.

#### METODOLOGÍA

Se ha estudiado el conjunto lítico al completo del nivel e de Peña Miel, que se encuentra depositado en el Museo de la Rioja. Para el estudio se ha seguido una sistemática que se basa en el concepto de Análisis Integral de la Industria lítica (Rios-Garaizar, 2007) y que analiza los procesos de selección de materia prima, de fabricación, de uso, de mantenimiento y de reciclado del utillaje lítico en su conjunto (Rios-Garaizar, 2010 y 2016).

#### RESULTADOS

La selección de materias primas se centra en el uso de la cuarcita, materia abundante en el entorno inmediato del yacimiento, bien en posición primaria, bien en secundaria en forma de canto rodado. Ambos tipos de aprovisionamientos han sido documentados, así se han identificado cuarcitas con superficies corticales rodadas y otras con superficies corticales rugosas y camisas


oxidantes que atestiguan su captación directa. El uso de otros materiales es anecdótico.

En el caso del sílex se documentan objetos aislados de procedencias muy diversas, entre las cuales se ha identificado con seguridad sílex procedente de Treviño (>65 km de distancia) y de Villar de la Torre (20-30 km). Otras posibles procedencias, especialmente las de afloramientos al sur de la Sierra de Cameros, no deben descartarse y serían de máximo interés. Además, se usan otras materias como caliza, lidita o cuarzo.

Las cadenas operativas de la cuarcita se caracterizan por una producción discoide cordal (Meignen, 1993) orientada a la producción de lascas apuntadas desbordantes (puntas pseudolevallois), con talones diedros asimétricos y algunos facetados. Además, se ha identificado una producción cercana a los esquemas de tipo Levallois. El utillaje de cuarcita está compuesto fundamentalmente por raederas con retoques escamosos.

La producción de sílex es difícil de caracterizar ya que las cadenas operativas están totalmente fragmentadas, pero los pocos elementos recuperados sugieren una producción de tipo Levallois y una selección de piezas de formatos de cierto porte que son reavivadas de manera constante. Entre los útiles retocados en sílex destacan las raederas de tipo semi-Quina. En otras materias, como lidita o caliza, se han identificado sistemas de producción muy sencillos, cercanos al SSDA (Forestier 1993), junto a núcleos Levallois.

### DISCUSIÓN

El conjunto del nivel e de Peña Miel evidencia las estrategias de explotación de grupos de neandertales del MIS 3 en un entorno montañoso a gran altitud. Resulta interesante comprobar que, a tenor de la intensidad en la explotación y uso de las rocas locales, no se trata de una ocupación efímera o de paso, sino que se trata de una ocupación desde la que se explotó el entorno inmediato al vacimiento. La escasa presencia de sílex se explica en parte por la lejanía de los afloramientos, pero además, el hecho de que este se introduzca casi agotado al vacimiento, sugiere que estos grupos tienen una menor dependencia de esta materia prima que lo que se observa en conjuntos coetáneos que se encuentran situados a distancias semejantes de afloramientos de sílex (por ejemplo en Axlor o Amalda, Rios-Garaizar, 2010 y 2012).

Finalmente, el uso de la tecnología Discoide cordal, aplicada a materiales distintos al sílex, en este caso la cuarcita, es característico de conjuntos del final del Paleolítico medio en la Península Ibérica, como Amalda, Morín o la Cueva de el Niño por citar algunos





ejemplos (Rios-Garaizar, 2010, Maillo Fernández, 2007, García Moreno et al. 2014). El uso de esta estrategia permite la explotación sistemática de materiales tenaces, como la cuarcita, para obtener de manera inmediata soportes con un gran potencial funcional (punta pseudolevallois), que permiten a su vez abordar una gran cantidad de actividades diferentes.

## CONCLUSIONES

El estudio del conjunto lítico del nivel e de Peña Miel nos ofrece nuevos datos para comprender la naturaleza de las ocupaciones humanas del final del Paleolítico medio en un entorno de montaña situado a medio camino entre dos áreas claves para la comprensión del fenómeno de desaparición de los neandertales, el Valle del Ebro y la Meseta castellana (Alcaraz-Castaño et al. 2017, Zilhão 2000).

**Agradecimientos:** Queremos agradecer al Museo de la Rioja las facilidades para el acceso a las colecciones de Peña Miel. El reestudio del nivel e se ha realizado con el apoyo de una Jacoby Bursary de la Lithic Studies Society.

#### REFERENCIAS

- Alcaraz-Castaño, M., Alcolea-González, J., Kehl, M., Albert, R.-M., Baena-Preysler, J., de Balbín-Behrmann, R., Cuartero, F., Cuenca-Bescós, G., Jiménez-Barredo, F., López-Sáez, J.-A., Piqué, R., Rodríguez-Antón, D., Yravedra, J., Weniger, G.-C. (2017). A context for the last Neandertals of interior Iberia: Los Casares cave revisited. *Plos One*, 12, e0180823.
- Blasco, M.F., Montes, L., Utrilla, P. (1996). Deux modèles de strategie occupationelle dans le moustérien tardif de la Vallée de l'Ebre: les grottes de Peña Miel et Gabasa. En: *The Last Neandertals, the First Anatomically Modern Humans: A Tale about the Diversity. Cultural Change and Human Evolution: The Crisis at 40 KA BP* (Carbonell, E., Vaquero, M., Eds.). Universitat Rovira i Virgili, Tarragona, 289–313.
- Forestier, H. (1993). Le clactonien: mise en application de une nouvelle méthode de débitage s'inscrivant dans la variabilité des systèmes de production lithique du Paléolithique Ancien. *Paléo*, 5, 53-82.
- García Moreno, A., Rios-Garaizar, J., Marín Arroyo, A.B., Ortíz, J.E., Torres, T. de, López-Dóriga, I. (2014). La secuencia musteriense de la Cueva del Niño (Aýna, Albacete) y el poblamiento neandertal en el sureste de la Península Ibérica. *Trabajos de Prehistoria*, 72, 221-241.

- Higham, T., Douka, K., Wood, R., et al. (2014). The timing and spatiotemporal patterning of Neanderthal disappearance. *Nature*, 512, 306-309.
- Maillo Fernández, J.M. (2007). Aproximación tecnológica del final del Musteriense de Cueva Morín (Villanueva de Villaescusa, Cantabria, España). *Munibe (Antropologia-Arkeologia)*, 58, 13-42.
- Marín-Arroyo, A.B., Rios-Garaizar, J., Straus, L.G., Jones, J.R., de la Rasilla, M., González Morales, M.R., Richards, M., Altuna, J., Mariezkurrena, K., Ocio, D. (2018). Chronological reassessment of the Middle to Upper Paleolithic transition and Early Upper Paleolithic cultures in Cantabrian Spain. *Plos One*, 13, e0194708.
- Montes, L. (1988). *El Musteriense de la cuenca del Ebro.* Monografías Arqueológicas 28, Zaragoza. 326 pp.
- Montes, L., Utrilla, P., Hedges, R. (2001). Le passage Paléolithique Moyen-Paléolithique Supérieur dans la Vallée de l'Ebre (Espagne). Datations radiométriques des grottes de Peña Miel et Gabasa. En: Les Premiers Hommes Modernes de La Péninsule Ibérique: Actes Du Colloque de La Commission VIII de l'UISPP (Zilhão, J., Aubry, T., Carvalho, A.F., Eds.). Instituto Portuguès de Arqueologia. Lisboa, 87-102.
- Rios-Garaizar, J. (2007). Industria lítica y sociedad en la Transición del Paleolítico Medio al Superior del Cantábrico oriental: la necesidad de un enfoque integral. *Nivel Cero*, 11, 29–46.
- Rios-Garaizar, J. (2010). Organización económica de las sociedades neanderales: el caso del nivel VII de Amalda (Zestoa, Gipuzkoa). Zephyrus, LXV, 15-37.
- Rios-Garaizar, J. (2012). Industria lítica y sociedad en la Transición del Paleolítico Medio al Superior en torno al Golfo de Bizkaia. PUbliCan-Ediciones de la Universidad de Cantabria. Santander. 564 pp.
- Utrilla, P., Vilchez, J., Montes, L., Barandiarán, I., Altuna, J., Gil, E., López, P. (1987). *La cueva de Peña Miel. Nieva de Cameros, La Rioja.* Excavaciones arqueológicas en España. Ministerio de Cultura. Dirección General de Bellas Artes y Archivos. Subdirección General de Arqueología y Etnología, Madrid. 116 pp.
- Utrilla, P., Mazo, C. (1996). Non-Flint raw materials in La Rioja: A tentative interpretation. En: *Non-Flint Stone Tools and the Palaeolithic Occupation of the Iberian Peninsula* (Moloney, N., Raposo, L., Santonja, M., Eds.). Tempus Reparatum. Oxford, pp. 63-80.
- Zilhâo, J. (2000). The Ebro frontier: a model for the late extinction of Iberian Neanderthal. En: Neanderthals on the Edge: 150th Anniversary Conference of the Forbes' Quarry Discovery, Gibraltar (Stringer, C.B., Barton, R.N.E., Finlayson, C.,Eds.). Oxbow Books, Gibraltar, pp. 111-121.



# ESTUDIO BIOMÉTRICO DE LOS BOVINOS DEL YACIMIENTO DE EL PORTALÓN (ATAPUERCA, BURGOS) DESDE EL NEOLÍTICO HASTA EL BRONCE



M.A. Galindo-Pellicena<sup>(1)</sup>, J.L.Arsuaga<sup>(1,2)</sup>, J.M. Carretero<sup>(3)</sup>,

- Centro Mixto UCM-ISCIII de Evolución y Comportamiento Humanos, c/Monforte de Lemos 5, pab.14, 28029 Madrid.mariangape79@hotmail.com
- (2) Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Calle José Antonio Novais, 12, 28040, Madrid.
- (3) Laboratorio de Evolución Humana, Departamento de Ciencias Históricas y Geografía, Universidad de Burgos, Edificio I+D+I. Plaza de Misael Bañuelos s/n 09001, Burgos.

Abstract (Biometrical study of the bovines from the El Portalón site from the Neolithic to the Bronze Age levels): The biometrical analysis of the anatomical elements of the bovines from Holocene levels of the El Portalón site has been carried out. The scatter plot and discriminant analysis indicate a size decrease from Neolithic to Bronze Age levels. The comparison of these metrical dataset with the data set of bovines from another Iberian and European sites suggests that three bone remains coming from the Neolithic level and one from the Chalcolithic level belong to Bos primigenius, whereas auroch remains from the Bronze Age level were not found. These results and the frequency of the wild versus domestic taxa indicate a subsistence strategy more focused on the hunting in the Neolithic than in the Chalcolithic and the Bronze Age levels, where the data suggests an almost complete domestic subsistence.

**Palabras clave:** Holoceno, biometría, bovinos, Europa. *Key words*: *Holocene, biometrical analysis, bovines, Europe.* 

## INTRODUCCIÓN

El uro (Bos primigenius Bojanus, 1827) es el antepasado salvaje del actual toro de lidia (Bos taurus Linnaeus, 1758) (Zeuner, 1963; Clutton-Brock, 1999). Ha permanecido en la península desde el Pleistoceno medio, las primeras evidencias fueron halladas en los yacimientos de Torralba y Ambrona, datados de hace alrededor de 500.000 años (Soto et al., 2001) hasta tiempos romanos encontrados en yacimientos del País Vasco (Altuna and Mariezkurrena, 2002). El uro se diferencia del vacuno doméstico en la morfología y tamaño de los cuernos (Guintard, 2005) y en la talla absoluta de los individuos (Bökönyi y Bartosiewicz, 1987; Rowley-Ronwy, 1995; Tekkouk y Guintard, 2007). Bos primigenius era considerablemente más grande que Bos taurus (Davis, 1989). Sin embargo siempre hay solapamiento entre un macho doméstico grande y una hembra salvaje pequeña. Por lo que a la hora de identificar el bovino doméstico de su agriotipo hay que tener en cuenta el dimorfismo sexual, la distribución geográfica de los especímenes y la cronología de los yacimientos.

El estudio biométrico de los elementos anatómicos de las especies recuperadas en los yacimientos holocenos es una herramienta muy útil (Grau-Sologestoa, 2015). A partir de este análisis podemos llegar a identificar especies salvajes y domésticas; inferir estrategias de subsistencia o determinar el grado de intensidad en la domesticación de los animales. También puede aportar evidencias de migraciones o movimientos de ganado.

Sin embargo, en los yacimientos arqueopaleontológicos no siempre encontramos los elementos diagnósticos completos para su estudio osteométrico, debido a la fracturación de los huesos. Por lo tanto, utilizamos los elementos anatómicos que mejor se conservan.

El objetivo de este estudio es el análisis osteométrico de los elementos anatómicos de bovino del yacimiento de El Portalón (Atapuerca, Burgos). La finalidad es discernir *Bos taurus* de *Bos primigenius* a partir de la comparativa de datos métricos de otros yacimientos peninsulares y europeos e inferir la evolución métrica de los bovinos desde el Neolítico hasta la Edad del Bronce en el contexto ibérico y europeo.

## LOCALIZACIÓN

La sierra de Atapuerca se sitúa a 15 km al este de la ciudad de Burgos. Forma parte del "Corredor de la Bureba", que conecta la Meseta norte peninsular con el valle del río Ebro. La sierra de Atapuerca está formada por la Trinchera del Ferrocarril y el sistema kárstico Cueva Mayor-Cueva del Silo, el cual alcanza 3700 metros de longitud.

El yacimiento de El Portalón constituye la entrada principal del sistema kárstico Cueva Mayor-Cueva del Silo de la sierra de Atapuerca (Burgos, España) (Arsuaga et al., 1997). Una prolongada ocupación humana es documentada en dos unidades sedimentarias, desde el final del Paleolítico hasta el Holoceno (Carretero et al., 2008; Pérez-Romero et al., 2015). La secuencia estratigráfica conocida hasta el Holoceno el momento en incluye el Neolítico/Mesolítico (nivel 9); Calcolítico temprano (Pre-Campaniforme) y Calcolítico final (nivel 6,7/8); Bronce inicial y medio (nivel 3/4 y 5); Hierro I (nivel 0,1 y 2), Edad Romana, y Edad Media (Carretero et al., 2008).



## METODOLOGÍA

El material objeto de estudio constituye un total de 1578 restos de bovinos, de los cuales 146 corresponden a bovinos del Neolítico, 184 del Calcolítico temprano (Pre-campaniforme), 694 del Calcolítico final (Galindo-Pellicena et al., 2017), 245 del Bronce inicial y 309 del Bronce medio. Los elementos anatómicos susceptibles de ser medidos no han sido la totalidad, debido a la fracturación. Por su abundancia y buena conservación nos hemos centrado en las falanges proximales y mediales para el estudio biométrico de este trabajo. Por lo tanto el material objeto de análisis constituye un total de 58 falanges proximales y mediales: 10 del Neolítico; 19 del Calcolítico y 29 del Bronce (Galindo-Pellicena, 2014; Galindo-Pellicena et al., 2017).

La identificación anatómica y taxonómica se ha llevado a cabo usando los atlas de anatomía animal (Barone, 1999; Pales and Garcia, 1981; Schmid, 1972) y el material esquelético de las colecciones de referencia de bovinos actuales del centro Mixto UCM-ISCIII de Evolución y Comportamiento Humanos, de la sala de anatomía comparada de la Facultad de Veterinaria de la UCM y del laboratorio de EH de la Universidad de Burgos.

Los datos métricos se han tomado usando un calibre digital Sylvac digital calliper (03.02/SYL-235-F, D, E/681.046–100), siguiendo la guía de von den Driesch (1987). Para las falanges se ha utilizado las medidas de GL=longitud máxima (GLpe en el caso de la falange proximal), Bp=base proximal; Bd=base distal y SD= anchura mínima de la diáfisis. La posición anterior o posterior de las falanges se ha considerado y determinado a partir de la metodología de Dottrens (1946).

Para el análisis de comparativa se han utilizado datos métricos de bovino, tanto de Bos taurus como Bos primigenius de vacimientos europeos e ibéricos. Se incluyen los yacimientos europeos de: mesolítico de La Montagne (Sénas-Bouches-du-Rhône, Francia; Helmer y Monchot, 2006), los niveles mesolíticos y neolíticos de los yacimientos de Dinamarca (Degerbøl y Fredskilde, 1970) y de Hungría (Bökönyi, 1974) y el yacimiento Denemark (Kutná Hora, República Checa; Kyselý, 2008) perteneciente a la cultura Řivnáč, datado de 3.000-2.800 ca. a. C. Los yacimientos peninsulares que se han incluido en el análisis son: el yacimiento mesolítico-neolítico de Mendandia (Treviño, Burgos; Castaños, 2005); el neolítico de La Cueva de L'Or (Valencia; Pérez-Ripoll, 1980); el yacimiento neolítico-eneolítico de Fuente Flores (Valencia; Cabanilles y Martínez-Valle, 1988); los niveles calcolíticos de Urieta y Gobaederra (Altuna, 1980), El Cerro I de Los Castillejos (Badajoz; Castaños, 1997), Zambujal (Portugal; von den Driesch y Boessneck, 1976) y los niveles I y II del Cerro de La Virgen (Granada; Von den Driesch, 1972), y del yacimiento de Abauntz (Navarra; Blasco Sancho, 1995); la Edad de Bronce de Cabezo Redondo (Alicante; Von den Driesch y Boessneck, 1969; Von den Driesch, 1972), Cerro del Real (Galera, Granada; Boessneck, 1969), Cuesta del Negro (Purullena, Granada; Lauk, 1976), Cerro de la Encina (Monachil, Granada; Lauk, 1976), Cueva del Moro (Olvena, Huesca; Castaños, 1991),

el Castillar (Mendavia, Navarra; Mariezkurrena, 1986), Medellín (Extremadura; Morales, 1978), Moncín (Borja, Zaragoza; Legge, 1994) y Peñas de Oro (Altuna, 1965).

Además de los análisis bivariantes se ha realizado un análisis discriminante (con el programa PAST 3.24) utilizando los datos de *Bos taurus* y *Bos primigenius* de los mismos yacimientos peninsulares y europeos para una mayor fiabilidad de los resultados de discriminación de formas salvajes y domésticas. Para observar la evolución del tamaño en toda la secuencia estratigráfica de El Portalón, también se ha utilizado la técnica de *logratio*, para aumentar la muestra y permitir la comparación entre muestras (Simpson et al., 1960). La población de referencia de uros que se ha tomado es la del yacimiento de Ilford (Essex) del MIS 7 (Wright y Viner-Daniels, 2015).

## RESULTADOS

Los datos métricos de las falanges proximales y medias de bovino del Neolítico al Bronce de El Portalón han sido tomadas (ver Galindo-Pellicena, 2014 para Calcolítico y Bronce).





Los datos métricos incluidos en los *scatter plot* nos indican una disminución de tamaño del Neolítico al Bronce en El Portalón (ver Fig. 1 para las falanges proximales) en todos los elementos anatómicos analizados.

El análisis a partir de *logratio*, de nuevo, indica una disminución de tamaño del Neolítico al Bronce.

## DISCUSIÓN

A partir de los datos métricos absolutos de bovinos de diferentes yacimientos europeos y peninsulares se observa que al menos 3 falanges del neolítico y 1 del calcolítico de El Portalón caen dentro del rango de variación métrica de los uros, por lo que son considerados *Bos primigenius* El análisis discriminante indica una probabilidad alta de que estos mismos elementos correspondan a uro.

## CONCLUSIONES

Se ha realizado un análisis biométrico completo de los elementos anatómicos de bovino de El Portalón desde el Neolítico al Bronce. Los datos métricos indican una disminución de talla en los bovinos de



los niveles neolíticos a los niveles del Bronce. El análisis comparativo de poblaciones salvajes y domésticas de yacimientos peninsulares y europeos, y el análisis discriminante indica que en el Neolítico se observa una mayor proporción de bovinos salvajes (uros) que en el Calcolítico y Bronce, lo que indica, una estrategia de subsistencia de los habitantes de la zona en la época neolítica más enfocada a la caza que a la ganadería, que es lo que se observa claramente en los niveles del Calcolítico y Bronce.

Agradecimientos: Este estudio es financiado por el proyecto del Ministerio of Ciencia e investigación PGC2018-093925-B-C33. El trabajo de campo es financiado por la Junta de Castilla y León. Gracias son extendidas al Centro Mixto UCM-ISCIII de Evolución y Comportamiento Humanos y el Laboratorio de Evolución Humana de la Universidad de Burgos (UBU) por el apoyo técnico durante la Agradecimientos al equipo de excavación. excavación de El Portalón. Gracias al Museo de Burgos por proporcionar el acceso al material arqueo-paleontológico de las excavaciones de los primeros años de El Portalón, con mención especial a Marta Negro. Gracias también a Amalia Pérez-Romero y Eneko Iriarte.

#### REFERENCIAS

- Altuna, J. (1965) Fauna del yacimiento de Castro de Peñas de Oro (Valle de Zuya, Álava) Boletín de la Institución Sancho el Sabio IX, 157-182.
- Altuna, J. (1980) Historia de la domesticación animal, en el País Vasco, desde sus orígenes hasta la romanización. *Munibe* 32, 9-163.
- Altuna, J. y Mariezkurrena, K. (2002) El problema de la domesticación de bovinos en el País Vasco y resto de la Región Cantábrica. *Congresos de Estudios Vascos* 15, 123-128.
- Arsuaga, J. L., Martínez, I., Gracia, A., Carretero, J. M., Lorenzo, C., García, N., Ortega A. I. (1997) Sima de los Huesos (Sierra de Atapuerca, Spain). The site. *Journal of Human Evolution* 33, 109–27.
- Barone, R. (1999) Anatomie comparée des mammifères domestiques. Tome I y II. Vigot Frèges. Paris.
- Blasco Sancho, M. F. (1995) Estudio arqueozoológico de los niveles postpaleolíticos de la cueva de Abauntz (Arraiz, Navarra). *Trabajos de arqueología Navarra* 12, 23-42.
- Boessneck, J. (1969) Die knochenfunde vom Cerro del Real bei Galera (Prov.Granada). *Studien über frühe Tierknochenfunde von der Iberischen Halbinsel* 1. Institut für Palaeoanatomie, Domestikationsforschung und Geschichte der Tiermedizin/Deutsches Archäologisches Institut. München.
- Böyönki, S. (1974) History of the Domestic Mammals in Central and Eastern Europe. Akademiai Kiadó, Budapest.
- Böyönki, S. y Bartosiewicz, L. (1987) Domestication and variation. *Archaeozoologia* 11, 161-170.
- Castaños Ugarte, P. M. (1997a). Estudio de la fauna del Cerro I de "Los Castillejos" (Fuente de Cantos, Badajoz). *Norba* 14, 11-45.
- Cabanilles, J. J. y Martínez-Valle, R. (1988). Fuente Flores (Requena, Valencia).Nuevos datos sobre el poblamiento y la economía del Neo-Eneolítico Valenciano.*Archivo de Prehistoria Levantina* Vol. XVIII, 181-231.
- Carretero, J.M., Ortega, A.I., Juez, L., Pérez-González, A., Arsuaga, J.L., Pérez-Martínez, R., Ortega, M.C., (2008). A Late Pleistocene-Early Holocene Archaeological sequence of Portalón de Cueva Mayor (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain). *Munibe* 59, 67-80.

- Castaños, P. M. (1991) Estudio de restos faunísticos de la Cueva del Moro (Olvena, Huesca) *Bolskan: revista de arqueología del Instituto de Estudios Altoaragoneses* 8, 79-108.
- Castaños, P. M. (2005) Estudio arqueozoológico de la fauna de Mendandia (Sáseta, Treviño). En: Alday, A. (dir). El campamento prehistórico de Mendandia: ocupaciones mesolíticos y neolíticas entre el 8500 y 6400 B.P. Colección Barandiarán 9. Fundación José Miguel de Barandiarán, Ataun. 397-410.
- Clutton-Bronck. J. (1999). A history of domesticated animals. 2nd Ed. Cambridge University press. Cambridge, 238 pp.
- Davis, S. J. M. (1989) *La arqueología de los animales.* Eds. Bellaterra, s.a.
- Degerbøl, M. y Fredskil, B. (1970) The urus (<u>Bos</u> <u>primigenius</u> bojanus) and neolithic domesticated cattle (<u>Bos taurus domesticus</u> Linné) in Denmark, with a revision of Bos remains from the kitchen Middens. Zoological and palynological investigations.København: Munksgaard.
- Dottrens E. (1946) Les phalanges osseuse de Bos taurus domesticus. *Revue Suisse de Zoologie*, tome 53 (33), 739-774.
- Galindo Pellicena, M.A. (2014). Estudio de la macrofauna de los niveles holocenos del yacimiento de El Portalón (Atapuerca, Burgos). Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 630 pp.
- Guintard, C. (2005) Le cornage primigène (ou primigenius), caractéristiques, variabilité et intérêt pour l'aurochsreconstitué. *Revue de Paléobiologie* 10, 259-269.
- Helmer, D. y Monchot, H. (2006) Un site mésolithique de chasse à l'aurochs (La Montagne, Sénas, Bouches-du-Rhône). Anthropozoologica 41, 215-228.
- Kyselý, R. (2008) Aurochs and potential crossbreeding with domestic cattle in Central Europe in the Eneolithic period. Of Hora-Denemark (Czech Republic) Anthropozoologica 43, 7-37.
- Lauk, H. D. (1976) Tierknochenfunde aus bronzezeitlichen Siedlungen bei Monachil und Purullena (Provinz Granada). Studien über frühe Tiernochenfunde von der Iberischen Halbinsel 10. Institut für Palaeoanatomie, Domestikationsforschung und Geschichte der Tiermedizin/Deutsches Archäologisches Institut. München
- Galindo-Pellicena, M.A., Martín-Francés, L., Gracia, A. de Gaspar, I, Arsuaga, J.L., Carretero, J.M. (2017). Evidences of the use of cattle as draught animals in Chalcolithic of El Portalón (sierra de Atapuerca, Burgos). *Quaternary international* 438, 1-10.
- Grau-Sologestoa, I., 2015. Livestock management in Spain from Roman to postmedieval times: a biometrical
- analysis of cattle, sheep/goat and pig. Journal of Archaeological Science 54, 123-134.
- Legge, A. J. (1994). Restos faunísticos y su interpretación. En R. J. Harrison, G. Moreno, y A. J. Legge (eds.) *Moncín: un poblado de la Edad del Bronce (Borja, Zaragoza)*. Colección Arqueología 16. Cometa, Zaragoza. 453-482.
- Mariezkurrena, K. (1986) La cabaña ganadera del Castillar de Mendavia (Navarra). *Munibe* 38, 119-169.
- Morales, A. (1978) Los restos de animales del Castro de Medellín. En: Almagro Gorbea, M. (ed.) El Bronce Final y el período Orientalizante en Extremadura. Madrid. 513-519.
- Pales, L. y Garcia, M. A. (1981) Atlas ostéologique pour server à l'identification des mammifères du Quaternaire. Vol. 2. Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.
- Pérez-Ripoll, M. (1980) La fauna de vertebrados. En Martí Oliver, V., Pascual Pérez, M. D., Gallart Martí, P., López García, M., Pérez Ripoll, J. Acuña Hernández, D. y F. Robles Cuenca, F. (eds). *Cova d'Or (Beniarrés, Alicante).* Servicio de Investigación Prehistórica Serie de Trabajos Varios 65, 193-255.



- Pérez-Romero, A., Carretero Díaz, J.M., Alday Ruiz, A., Galindo-Pellicena, M.A., Álvarez, G., Juez Aparicio, L., Arsuaga Ferreras, J.L. (2015). La gestión del utillaje óseo de la Edad del Bronce en el yacimiento de El Portalón de Cueva Mayor, Sierra de Atapuerca, Burgos. *Complutum* 26 (1), 113-31.
- Rowley-Conwy, P. (1995) Wild or domestic? On the evidence for the earliest domestic cattle and pigs in South Scandinavia and Iberia. *International journal of Osteoarchaeology* 5, 115-126.
- Schmid, E. (1972) Atlas of Animal Bones: For Prehistorians, Archaeologists and Quaternary Geologists. Amsterdam, Elsevier Science Ltd.
- Simpson, G. G., Roe, A. y Lewontin, R.C. (1960) *Quantitative zoology.* Revised edition, Harcourt, Braceand World. New York.
- Soto, E., Sesé, C., Pérez-González, A., Santonja, M. (2001). Mammal fauna with Elephas (Palaeoloxodon) antiquus from the lower levels of Ambrona (Soria, Spain). En: *The World of Elephants: Proceedings of the 1st International Congress* (G. Cavarretta., P. Giola., M. Mussi. y M.R. Palombo, eds.), Consiglio Nazionale delle Ricerche Roma, 607-610.
- Tekkouk, F. y Guintard, C. (2007) Approche ostéométrique de la variabilité des métacarpes de bovins et recherche de modèles applicables pour l'archéozoologie: cas de races rustiques françaises, algérienne et espagnoles. *Revue de Médecine Vétérinaire* 158, 388-396.

- Von den Driesch, A (1976). A guide to the measurement of animal bones from archaeological sites: as developed by
- Von den Driesch, A. (1972) Osteoarchäologische Untersuchungen auf der Iberischen Halbinsel. Studien über frühe *Tierknochenfunde von der Iberische Halbinsel* 3. Institut für Palaeoanatomie, Domestikationsforschung und Geschichte der Tiermedizin/Deutsches Archäologisches Institut. München.
- Von den Driesch, A. y Boessneck, J. (1969) Die fauna des Cabezo Redondo bei Villena (Alicante). *Studien über frühe Tierknochenfunde von der Iberischen Halbinsel*, 1. Institut für Palaeoanatomie, Domestikationsforschung und Geschichte der Tiermedizin/Deutsches Archäologisches Institut. München.
- Von den Driesch, A. y Boessneck, J. (1976) Die fauna vom Castro du Zambujal. *Studien über frühe Tierknochenfunde von der Iberische Halbinsel* 5. Institut für Palaeoanatomie, Domestikationsforschung und Geschichte der Tiermedizin/Deutsches Archäologisches Institut. München.
- Wright, L., y Viner-Daniels, S. (2015) Geographical variation of the European aurochs (*Bos primigenius*). *Journal of Archaeological Science* 54, 8-22.
- Zeuner, F.E. (1963). A history of domesticated animals. Ed. Hutchinson of London, London, 560 pp.



# LA CUEVA DE LOS CASARES (RIBA DE SAELICES, GUADALAJARA) Y SU CONTENIDO GRÁFICO PLEISTOCÉNICO: UN NUEVO PROYECTO DE ANÁLISIS CONTEXTUAL



J.J. Alcolea-González<sup>(1)</sup>, M. Alcaraz-Castaño<sup>(1)</sup>

(1) Área de Prehistoria, Dpto. de Historia y Filosofía, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de Alcalá. Calle Colegios 2, 28801-Alcalá de Henares, Madrid. javier.alcolea@uah.es; manuel.alcaraz@uah.es

Abstract (Los Casares Cave (Riba de Saelices, Guadalajara, Spain) and its Pleistocene graphic expressions: a new contextual research project): We present the basic lines and first preliminary results of a new research project aimed at the systemic study of the Quaternary graphic expressions of Los Casares Cave. This site is located in inland lberia (Guadalajara province, Spain), and a comprehensive and updated study of the rock art found on its walls has been lacking since the pioneering work of Juan Cabré in the 1930's. Our methods are focused on (1) the systemic recording of cave depictions and their topographic expressions by means of archaeological excavations beneath decorated panels, chronometric dating of black pigments and calcite crusts, and spectroscopic analysis of pigments. Fieldworks started in the summer of 2018, and thus results are still scarce and preliminary. However, they have already shown some evidence that enables us to shed light on the Palaeolithic graphic activity and associated human behaviors that took place in Los Casares cave.

**Palabras clave:** Grafismos, Paleolítico, análisis contextual. *Key words*: *Graphic expressions, Palaeolithic, contextual analysis.* 

## INTRODUCCIÓN Y LOCALIZACIÓN

La cueva de Los Casares (Riba de Saelices, Guadalajara) posee uno de los reaistros arqueológicos más completos de la Prehistoria del interior de la península ibérica, incluyendo un imponente conjunto gráfico rupestre datable en el Paleolítico Superior. Desde el año 2014, los firmantes de estas líneas codirigen un proyecto de análisis global de ese rico registro en el marco de varios proyectos de investigación nacionales y europeos sobre las dinámicas del poblamiento humano en el interior peninsular durante el Pleistoceno Superior. Dichos proyectos ya han obtenido algunos resultados significativos para nuestro conocimiento de las ocupaciones humanas más antiguas registradas en la cueva de Los

Casares (Alcaraz-Castaño et al., 2017).

Dentro de este marco general, el estudio de las manifestaciones gráficas de Los Casares, pendiente desde los trabajos pioneros de J. Cabré en la década de los 30 del siglo pasado (Cabré, 1934), y sólo anticipado parcialmente por algunos trabajos del equipo del Área de Prehistoria de la Universidad de Alcalá (Alcolea-González y Balbín-Behrmann, 2013; Balbín-Behrmann y Alcolea-González, 1992), se vuelve imprescindible para incardinar dichas manifestaciones en las dinámicas culturales de la región durante el Pleistoceno Superior. Por otra parte, la escasez de datos cronométricos, paleoecológicos y culturales para el conocimiento del Paleolítico Superior en la zona centro de la



Fig. 1: Planta de la cueva de Los Casares con indicación del replanteamiento de la poligonal de origen (línea morada), sondeos arqueológicos (C-1, C-2) y paneles decorados.



Península Ibérica, hace que el estudio de las grafías rupestres pleistocénicas sea vital para centrar el debate sobre algunos aspectos polémicos, como el proceso de ocupación de la Meseta por los primeros humanos anatómicamente modernos, y la propia habitabilidad de este espacio geográfico durante la segunda parte de la última glaciación (Alcaraz-Castaño, 2015; Burke et al., 2017; Schmidt et al., 2012).

El estudio interdisciplinar de la realidad gráfica de la cueva y su contexto es un objetivo a largo plazo orientado a la revisión profunda de algunos de los aspectos centrales de sus grafías, como el inventario de representaciones, su entidad técnica y su valoración cronológica. No obstante, y cara a un desarrollo racional y organizado de estos estudios, el tratamiento directo de las manifestaciones gráficas debe comenzar por toda una serie de labores previas que afectan tanto a su localización topográfica y geológica como al contexto arqueológico concomitante, entendido hoy en día como un factor decisivo en el análisis de las manifestaciones gráficas paleolíticas (Balbín-Behrmann et al., 2017; Bonsall y Tolan-Smith, 1997; Medina-Alcaide et al., 2018; Pastoors y Weniger, 2011). Estas labores son las que se contemplan en este proyecto, concebido para apoyar el reestudio directo de las manifestaciones rupestres de la cueva.

## **OBJETIVOS Y METODOLOGIA**

El proyecto de estudio contextual de los grafismos rupestres paleolíticos de la cueva de Los Casares se articula en torno a dos objetivos fundamentales:

El primero es el estudio contextual de las manifestaciones gráficas rupestres, entendidas éstas como uno más de los aspectos que conformaban la actividad de los cazadores-recolectores del Paleolítico Superior. Se trata, como se ha manifestado en bastantes ocasiones, de superar la visión estética de las grafías prehistóricas para intentar incardinarlas en la dinámica histórica de las poblaciones que las crearon. Como contexto del Arte Paleolítico hov entendemos toda una serie de aspectos relacionados con el proceso gráfico y las formas de vida de los cazadores-recolectores paleolíticos responsables del mismo (Lorblanchet, 1985; Moure y González Morales, 1988). Dichos aspectos afectan tanto a la tecnología de producción de las grafías (útiles empleados, materias primas de los colorantes, elementos de iluminación, etc.) como a la propia funcionalidad de los espacios decorados y su eventual relación con los escenarios habituales del comportamiento humano en las cuevas (hábitat. lugares de tareas especializadas, áreas de paso, etc.) (Medina-Alcaide et al., 2018; Pastoors y Weniger, 2011). Nuestro proyecto se orienta a caracterizar plenamente estos aspectos en el caso de la cueva de Los Casares, tanto con un tratamiento actualizado de todos los aspectos ligados a la localización de los elementos gráficos mediante una actualización topográfica del espacio cavernario y su modelización 3D, como con un intento de localizar y analizar todos los elementos arqueológicos que sirvan de punto de unión entre lo rupestre y lo más clásicamente "arqueológico".

El segundo objetivo del proyecto se centra en contribuir, a través de la obtención de datos paleoambientales, tecnoeconómicos y cronométricos en el contexto directo de las manifestaciones gráficas de Los Casares, al estudio de las dinámicas de población y relaciones entre variabilidad ecológica y desarrollos culturales en el interior de la península ibérica durante el Pleistoceno Superior. Dichos datos deben servir además para objetivos más a largo plazo, como la valoración cronocultural más precisa posible del propio conjunto gráfico de la cueva.

Conjunto	Panel	Morfología	Contenido temático	Contenido técnico	Bibliografía
Seno A	a1	Lienzo vertical	Zoomorfo-antropomorfo	Grabado	Cabré 1934
	a2	Lienzo vertical	Zoomorfo	Grabado	Cabré 1934
	a2'	Bloque decorado	Zoomorfo	Grabado	Inédito (2018)
	а3	Lienzo vertical	Zoomorfo-antropomorfo- signo	Grabado-pintura -N-	Cabré 1934
Pasillo A-Galería	ag1	Lienzo vertical	Indeterminado	Pintura -N-	Inédito (2018)
	g1	Lienzo vertical	Zoomorfo	Grabado	Cabré 1934
Galería	g2	Arco rocoso	Signo	Pintura -R-	Inédito (2018)
	g3	Lienzo vertical	Signo	Pintura -R-	Inédito (2018)
	b1	Lienzo vertical	Zoomorfo-antropomorfo	Grabado	Cabré 1934
Seno B	b2	Lienzo vertical	Signo	Pintura -N-	Cabré 1934
	b3	Lienzo vertical	Zoomorfo-signo	Grabado-pintura -N-	Cabré 1934
Pasillo B-C	b-c1	Lienzo vertical	Zoomorfo-signo	Grabado-pintura -N-	Cabré 1934
Seno C	с1	Lienzo vertical	Zoomorfo	Grabado	Cabré 1934
	с2	Lienzo vertical	Zoomorfo-signo	Grabado-pintura -R-	Cabré 1934
	с3	Lienzo vertical	Zoomorfo-signo	Grabado-pintura -R, N-	Cabré 1934
	с4	Lienzo vertical	Zoomorfo	Grabado	Cabré 1934
	с5	Lienzo vertical	Zoomorfo-signo	Grabado	Cabré 1934
	с6	Lienzo vertical	Zoomorfo-antropomorfo- signo	Grabado-pintura -R-	Cabré 1934
Galería Terminal	gt1	Lienzo vertical	Zoomorfo	Pintura -R-	Balbín y Alcolea 1992

Tabla 1: Relación de superficies decoradas documentadas en la cueva de Los Casares durante la prospección gráfica de 2018 (ver Fig. 1). R = rojo; N = negro.



Estos dos objetivos prefiguran la metodología prevista en nuestro plan de reestudio de las manifestaciones gráficas de Los Casares, que se presenta articulada en tres polos complementarios:

El primero consiste en actualizar el inventario y estudio espacial de las representaciones rupestres mediante el replanteamiento de su levantamiento topográfico y su modelización 3D (Fig.1), incluyendo esta última tarea la realización de levantamientos fotogramétricos de los principales paneles decorados de la cavidad (Fig. 2).

El segundo se centra en la datación numérica de los grafismos mediante radiocarbono y series de uranio, así como en el análisis de pigmentos a través de espectroscopía µRaman. Los resultados de estas analíticas nos servirán tanto para caracterizar internamente el repertorio gráfico de la cueva, como para analizar diversos aspectos propios del desenvolvimiento de las primeras comunidades de humanos modernos en el centro peninsular, tales como las dinámicas de movilidad y asentamiento durante el Paleolítico Superior, las cuales pueden derivarse del rastreo de las materias primas de los colorantes y su combinación con los resultados de las dataciones cronométricas.

El último de los polos metodológicos es el muestreo arqueológico directo en las zonas adyacentes a los paneles decorados. Estos sondeos se orientan a la posible localización y documentación de niveles contextuales relacionables con la actividad de plasmación gráfica en la cueva. Imprescindibles en cualquier estudio actualizado sobre grafías prehistóricas, las evidencias obtenidas en estos sondeos no solo pretenden contribuir a la caracterización técnica y cronológica de los paneles decorados, sino también al segundo objetivo reseñado más arriba, centrado en conocer la evolución del contexto ecológico y cultural del Paleolítico superior del interior peninsular.

## PRIMEROS RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Durante el verano y el otoño de 2018 acometimos los primeros trabajos sobre el terreno siguiendo la metodología explicada en el apartado anterior. Aunque todavía en un nivel muy preliminar, hemos obtenido algunos resultados significativos.

Por una parte, hemos completado casi en su totalidad los objetivos de actualización topográfica de la cavidad, incluyendo el trabajo de levantamiento fotogramétrico de las principales superficies decoradas. Los trabajos preliminares sobre los modelos fotogramétricos nos han permitido empezar a comprender algunos aspectos complejos del proceso gráfico paleolítico de Los Casares (secuencias de superposiciones, grado de deterioro de las superficies decoradas) completamente desconocidos hasta el momento. Esta labor se ha realizado a la par de una prospección intensiva de la cueva que nos ha permitido localizar cuatro nuevas zonas con restos decorativos (Fig. 1, Tbl. 1), así como algunos elementos contextuales (restos de posibles puntos de iluminación fijos, restos de carbón en paredes decoradas).

El muestreo para datación directa de las representaciones paleolíticas mediante C<sup>14</sup> AMS



Fig. 2: Malla 3D texturizada del panel C6.



todavía no ha arrojado datos positivos, posiblemente por la baja concentración de materia orgánica en los pigmentos muestreados, si bien estamos a la espera de nuevos resultados en meses venideros. Por su parte, los análisis de pigmentos mediante espectroscopía µRaman, también provisionales, muestran una sorprendente ausencia de elementos férricos en los colorantes rojos y ocres de las pinturas, cuestión que propone ciertas novedades en la tecnología pictórica paleolítica.

Los sondeos arqueológicos llevados a cabo durante la primera campaña de trabajos no nos han permitido localizar todavía restos contextuales relacionables directamente con la confección de los grafismos pleistocénicos. Esto se debe, en primer lugar, a la existencia de procesos de remoción de la estratigrafía ocurridos en tiempos históricos (como es el caso del corte del Seno A, C1; Fig. 1) y, en segundo lugar, a que posiblemente no hemos alcanzado aún la cota del suelo desde donde se realizaron las manifestaciones rupestres (como parece el caso del corte del Seno C, C2; Fig.1). En todo caso, los primeros resultados de dataciones radiocarbónicas en estos cortes sirven para valorar algunos datos de importancia sobre la frecuentación humana del fondo de la cavidad. La existencia de fechas de rango Neolítico Medio-Final en el corte del Seno C ilustran la frecuentación durante la Prehistoria Reciente de espacios tradicionalmente ligados exclusivamente a actividades paleolíticas.

Es evidente que todavía no poseemos datos definitivos sobre algunos de los aspectos esenciales del proyecto, pero esto es lo esperable dado lo incipiente de su desarrollo. A la espera de nuevos resultados de analíticas y de la prosecución de los sondeos arqueológicos en curso, podemos afirmar que los trabajos realizados hasta ahora asientan sólidamente las bases del estudio integral de las representaciones rupestres paleolíticas de la cueva de Los Casares.

Agradecimientos: Las investigaciones en la cueva de Los Casares son financiadas por tres proyectos de investigación competitivos: (1) "Estudio contextual de las manifestaciones gráficas paleolíticas de la cueva de Los Casares (Riba de Saelices)" (Consejería de Educación, Cultura y Deportes. Junta de Castilla-La Mancha; SBPLY/18/180801/000080), (2) "Territorio, ambiente y cultura de Neandertales y Humanos modernos en el interior de la Península Ibérica durante el PALEOINTERIOR-" Pleistoceno Superior (Agencia Estatal de Investigación & Fondo Europeo de Desarrollo Regional; HAR2017-82483-C3-3-P) y (3) "Population dynamics and cultural adaptations of the last Neandertals and first Modern humans in inland Iberia: multi-proxy investigation" а

MULTIPALEOIBERIA- (Consejo Europeo de Investigación; ERC-2018-STG-805478).

Los trabajos en la cavidad han sido autorizados por la Consejería de Educación, Cultura y Deportes de la Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha y cuentan con la colaboración del Servicio de Cultura de la Consejería de Educación Cultura y Deportes en Guadalajara. Agradecemos su trabajo al equipo de excavación y prospección formado por estudiantes de la Universidad de Alcalá.

## REFERENCIAS

- Alcaraz-Castaño, M. (2015). Central Iberia around the Last Glacial Maximum: Hopes and prospects. *Journal of Anthropological Research* 71 (4), 565-578
- Alcaraz-Castaño M., Alcolea-González J., Kehl, M., Albert, R.M., Baena, J., Balbín R. de, Cuartero, F., Cuenca-Bescós, G., Jiménez Barredo, López-Sáez, J.A., Piqué, R., Rodríguez-Antón, D., Yravedra J., Weniger, G.C. (2017). A context for the last Neandertals of interior Iberia: Los Casares cave revisited. *PLoS ONE* 12 (7), e0180823.
- Alcolea-González, J. J., Balbín R. de. (2013). El Arte rupestre Paleolítico del interior peninsular. En: Arte sin artistas, una mirada al Paleolítico, Museo Arqueológico Regional, Comunidad de Madrid, 187-207.
- Balbín R. de, Alcolea-González J. J. (1992). La grotte de los Casares et l'Art Paléolithique de la Meseta espagnole. *L'Anthropologie* 96 (2-3), 397-452.
- Balbín R. de, Alcolea-González J. J., Alcaraz-Castaño, M. (2017). The Palaeolithic art of Tito Bustillo cave (Asturias, Spain) in its archaeological context. *Quaternary International* 430, 81-96
- Bonsall, C., Tolan-Smith, Eds. (1999). *The Human Use of Caves*. Archaeopress, Oxford.
- Burke A., Kageyama M., Latombe G., Fasel M., Vrac M., Ramstein G., James P.M.A. (2017). Risky business: The impact of climate and climate variability on human population dynamics in Western Europe during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* 164, 217-229.
- Cabré, J. (1934). Las cuevas de los Casares y de la Hoz. Archivo Español de Arte y Arqueología 30, 225-254.
- Lorblanchet, M. (1995). Les grottes ornées de la Préhistoire. Noveaux regards. Editions Errance. Paris
- Medina-Alcaide, M.A., Gárate-Maidagán, D., Ruiz-Redondo, A., Sanchidrian, J.L. (2018). Beyond art : The internal archaeological context in Paleolithic decorated caves. *Journal of Anthropological Archaeology* 49, 114-128.
- Moure, A., González Morales, M. R. (1988). El contexto del arte parietal. La tecnología de los artistas en la cueva de Tito Bustillo (Asturias). *Trabajos de Prehistoria* 45, 19-49.
- Pastoors, A., Weniger, G.C. (2011). Cave Art in Context: Methods for the Analysis of the Spatial Organization of Cave Sites. *Journal of Archaeological Research* 21-4, 377-400.
- Rouzaud, F. (1978). La Paléospeleologie. L'Homme et le milieu souterrain pyrénnéen au Paléolithique Supérieur. Archives de Ecologie Préhistorique. Toulouse.
- Schmidt, I., Bradtmöller, M., Kehl, M., Pastoors, A., Tafelmaier, Y., Weniger, B., Weniger, G.C. (2012). Rapid climate change and variability of settlement patterns in Iberia during the Late Pleistocene. *Quaternary International* 274, 179-204.



# COMPORTAMIENTO PALEOECONÓMICO DURANTE EL COMIENZO DEL PALEOLÍTICO SUPERIOR EN LA REGIÓN CANTÁBRICA: EL ABRIGO DE LA VIÑA (LA MANZANEDA, OVIEDO, ASTURIAS)



L. Torres-Iglesias <sup>(1)</sup>, A.B. Marín-Arroyo <sup>(1)</sup> y M. de la Rasilla <sup>(2)</sup>

Instituto Internacional de Investigaciones Prehistóricas de Cantabria (Universidad de Cantabria, Santander, Gobierno de Cantabria). Avda. de los Castros, s/n, 39005 Santander. leire.torresiglesias@gmail.com, marinab@unican.es
 Área de Prehistoria. Departamento de Historia. Facultad de Filosofía y Letras. Universidad de Oviedo. C/ Amparo Pedregal, s/n. 33011 Oviedo. mrasilla@uniovi.es

Abstract (Palaeconomic behaviour during the beginning of the Upper Palaeolithic in Cantabrian Spain: La Viña rock shelter (La Manzaneda, Oviedo, Asturias): The subsistence strategies among hunter-gatherers during the beginning of the Upper Paleolithic in Cantabrian Spain are discussed here. It is also presented the archaeozoological and taphonomic analysis of the macromammal remains from the western sector Level XIII (Early Aurignacian) of La Viña rock shelter (Asturias, Spain). A prey ranking dominated by red deer and chamois, followed by limited horse and ibex is visible during Aurignacian period and the taphonomic analysis confirms the anthropogenic origin of the assemblage. These results correlate with the other subsistence data from the Aurignacian and Mousterian levels at the site reflecting a similar palaeconomic behaviour for both Neanderthal and Anatomically Modern Human populations during the Middle Paleolithic and the Early Upper Palaeolithic.

Palabras clave: Auriñaciense; subsistencia, Región Cantábrica, Abrigo de La Viña. Key words: Aurignacian; subsistence, Cantabrian Region, La Viña rock shelter.

## INTRODUCCIÓN

La transición del Paleolítico Medio al Superior constituve uno de los temas claves en la investigación del Paleolítico europeo puesto que conlleva el estudio del reemplazo de las poblaciones de Neandertales por los Humanos Anatómicamente Modernos. En la actualidad, las aproximaciones a este periodo se llevan a cabo desde diferentes perspectivas y disciplinas, entre las cuales se encuentra la arqueozoología, que permite conocer los patrones paleoeconómicos de ambas poblaciones, así como su comportamiento con el entorno natural.

En la Región Cantábrica, la producción científica ligada a las estrategias cinegéticas durante el final del Paleolítico Medio y comienzos del Paleolítico Superior es relativamente escasa si lo comparamos con la gran cantidad de estudios publicados sobre yacimientos del Solutrense y Magdaleniense. Además, la reciente publicación de nuevas dataciones radiocarbónicas de algunos yacimientos cantábricos (Marín-Arroyo et al., 2018) cuestiona algunas de las interpretaciones previas relativas a la subsistencia (Yravedra, 2013) durante este periodo transicional. Se plantea, por tanto, la necesidad de realizar nuevos estudios de yacimientos con secuencias claras y bien datadas como es el caso del Abrigo de la Viña. En este trabajo se presenta el estudio arqueofaunístico de los restos de macromamíferos hallados en el nivel XIII del sector occidental de este abrigo rocoso (atribuido cronológica y culturalmente al Auriñaciense).

## LOCALIZACIÓN

El Abrigo de La Viña se encuentra en la localidad asturiana de La Manzaneda (Oviedo) en la cuenca media del río Nalón (Fig. 1). Su orientación S-SE, su visera natural, parcialmente colapsada en la actualidad, y sus grandes dimensiones (30 m de frente y una superficie de aproximadamente 300 m<sup>2</sup>) lo convirtieron en un lugar privilegiado para su ocupación durante el Paleolítico Medio y Superior (Santamaría et al., 2014).

Tras su descubrimiento en 1978, se llevaron a cabo diversas campañas de excavación arqueológica entre 1980 y 1996 bajo la dirección de J. Fortea (Fortea, 1990, 1992, 1995, 1999, 2001). Estas intervenciones arqueológicas, centradas en dos sectores del abrigo (central y occidental), sacaron a la luz una amplia secuencia arqueológica con niveles que abarcan desde el Musteriense al Magdaleniense (Fig. 2).



. 27 : 26 : 25 : 24 : 23 : 22 : 21 : 20 : 19 : 18 : 17 : 16 : 15 : 14 : 13 : 12 : 11 : 10 : 9 : . 8 : 7 : 6 : 5 : 4 : 3 : 2 : 1 :

Fig. 1: Abrigo de La Viña. Arriba: A. Vista general del yacimiento. B. Particular con los sectores occidental (SO) y central (SC). C. Pared del SO con grabados parietales, unos parcialmente tapados por la estratigrafía, otros ya exentos tras la excavación. Abajo: Planta del yacimiento. Fotos. A/B: J. Fortea. C: E. Duarte. Dibujo. E. Duarte.



Fig. 2: Abrigo de La Viña. Estratigrafía desplegada del Sector Occidental. Dibujo. D Santamaría.

## **METODOLOGÍA**

Se ha planteado una metodología basada en el análisis arqueozoológico y tafonómico de los restos óseos de macromamíferos. Los restos se han identificado taxonómica y anatómicamente mediante la comparación con atlas de osteología (Lavocat, 1966; Pales y Lambert, 1971; Schmid, 1972; Hillson, 2005) y con la colección de referencia del Instituto Internacional de Investigaciones Prehistóricas de Cantabria. Asimismo, los restos óseos se han cuantificado siguiendo varios índices: Número de Restos Totales (NR), Número Mínimo de Individuos (NMI) y Número Mínimo de Elementos (NME) (Lyman, 2008). Cuando no ha sido posible reconocer exactamente el taxón, los restos han sido clasificados según la talla del animal en tres categorías: mamífero grande (caballo y gran bóvido), mamífero mediano (ciervo y cabra) y mamífero pequeño (rebeco).

La edad de la muerte de los individuos se ha calculado siguiendo los parámetros de fusión ósea y erupción y desgaste dental. En el caso de la epifisación ósea, este momento difiere entre elementos esqueléticos y entre especies, por lo que se han seguido los valores establecidos para diferentes especies: Purdue (1983) y Mariezkurrena (1983) en el caso de Cervus elaphus, y Noddle (1974) para Capra pyrenaica. Asimismo, la elevada porosidad del tejido cortical junto con el tamaño de algunos huesos nos ha permitido identificar individuos fetales o neonatos. En lo que se refiere a la secuencia de erupción y reemplazo dental se han consultado diversos estudios: Vigal y Machordom (1985) para Capra pyrenaica, Azorit et al. (2002) en el caso de Cervus elaphus, Silver (1980) que se encarga del estudio de Equus sp. y Pflieger (1982) para Rupicapra rupicapra. Para la determinación del desgaste de la dentición se ha seguido el modelo establecido por Payne (1985).

La caracterización tafonómica se ha realizado mediante la observación macroscópica y microscópica (bajo la lupa binocular) atendiendo a las diferentes alteraciones (Fisher, 1995) producidas por agentes naturales como la disolución, las raíces o la acción de carnívoros entre otras, así como las de origen antrópico (marcas de corte, puntos de impacto, modo de fracturación y evidencias de termoalteración).

## RESULTADOS

Se han analizado un total de 381 restos óseos, de los cuales 167 (un 44% de la muestra) han podido identificarse anatómica y taxonómicamente. El resto del conjunto (214 restos) ha podido únicamente atribuirse a una talla de mamífero, excepto 22 restos óseos que no han podido ser identificados ni taxonómica ni anatómicamente, puesto que se tratan de tejido óseo esponjoso o de esquirlas de pequeño tamaño sin ninguna característica morfológica identificable.

Entre los restos determinables se han identificado cuatro especies de mamíferos herbívoros: Cervus elaphus, Capra pyrenaica, Rupicapra rupicapra y Equus sp.; un carnívoro, Canis lupus y un ave. Atendiendo al NR, la especie más representada es el ciervo, mientras que si se observa el NMI son dos las especies predominantes: Cervus elaphus V Rupicapra rupicapra. Se ha calculado la presencia de, al menos, 13 individuos: cinco ciervos, cuatro rebecos, una cabra, un caballo, un lobo y un ave. Predominan los individuos adultos con cuatro individuos (dos ciervos, un rebeco y una cabra). Los individuos infantiles y juveniles corresponden a un ciervo y un rebeco de cada rango de edad, mientras que los individuos seniles están representados por un caballo y un rebeco. Se ha identificado asimismo un fragmento de diáfisis de metápodo sin fusionar de Cervus elaphus. Teniendo en cuenta que las diáfisis de los metápodos se encuentran ya fusionadas en el momento del nacimiento de los ciervos, este elemento pertenece a un individuo fetal. En el caso del lobo y el ave, debido a la escasez de restos no se ha podido establecer la edad de los individuos.

En lo que respecta al sexo de los individuos, la elevada fragmentación de la muestra ha impedido tomar medidas biométricas que permitieran



establecer dimorfismos sexuales dentro de cada especie. Tampoco se han hallado elementos diagnósticos para su estimación como el asta de ciervo. Sin embargo, la identificación de un individuo fetal de ciervo indica la existencia de al menos una hembra de esta especie.

En cuanto al análisis tafonómico destaca, en primer lugar, el elevado grado de fragmentación de la muestra debido a la acción antrópica, predominando el número de restos con un tamaño aproximado de 2 cm. Se han registrado también otras alteraciones de origen antrópico como las fracturas en fresco, que han afectado a un 33% de la muestra, las marcas de impacto generadas al fracturar los huesos para acceder a la médula y las marcas de corte producto de diferentes actividades de carnicería que aparecen principalmente en los restos de ciervo, rebeco y cabra. Estos resultados confirman el origen antrópico de la acumulación ósea.

Asimismo, se han registrado otros procesos tafonómicos que han alterado el conjunto arqueofaunístico siendo el *weathering* y la presencia de manganeso mineral en las superficies óseas, las alteraciones con más presencia en la muestra. Otras modificaciones producidas por agentes naturales son las vermiculaciones por raíces, la disolución y las concreciones calcáreas. La modificación del registro óseo por parte de otros agentes biológicos como animales carnívoros o roedores es mínima, con tan solo dos restos con marcas de roedores y ninguna evidencia de actividad de carnívoros.

## DISCUSIÓN

La información disponible sobre las estrategias de subsistencia durante el final del Paleolítico Medio y el comienzo del Paleolítico Superior en la Región Cantábrica muestra una tendencia de continuidad en los patrones de explotación de especies en ambos periodos. Los conjuntos arqueofaunísticos del Musteriense y del Auriñaciense cantábrico están dominados principalmente por ciervo, seguidos por équidos, grandes bóvidos y cabras (Straus, 2013).

En lo que respecta a la acción de los carnívoros sí que existen diferencias entre el Paleolítico Superior inicial y el final del Paleolítico Medio y el Châtelperroniense. Esta presencia de carnívoros durante el Musteriense es intensa en algunos yacimientos, donde determinadas especies parece que fueron aportadas por estos animales, como es el caso del rebeco en Hornos de la Peña (Yravedra, 2013), o el oso y los caprinos en Llonin (Sanchis et al., 2019). Esto evidencia que las ocupaciones humanas se producían de manera más esporádica y en alternancia con la ocupación de las cuevas y abrigos por parte de los carnívoros. Durante el Châtelperroniense estos animales actúan como principales agentes acumuladores usando las cuevas como cubiles, y relegando las ocupaciones humanas a momentos efímeros como ocurre en el nivel IX inferior de Labeko Koba (Ríos-Garaizar et 2012). cambio, los al., En conjuntos arqueofaunísticos auriñacienses muestran una situación distinta con una presencia de carnívoros menor que en los momentos previos, sugiriendo así una mayor frecuencia e intensidad de las ocupaciones de las cuevas y abrigos por parte de los grupos humanos.

Los resultados del análisis arqueofaunístico aquí presentados se correlacionan con los datos paleoeconómicos de los otros niveles auriñacienses y musterienses (Rasilla et al., 2018), indicando que, el Abrigo de La Viña, sigue en general los patrones establecidos para el comienzo del Paleolítico Superior en la Región Cantábrica, basados en una explotación dominada por el ciervo, seguido por caprinos y, en menor cantidad, équidos y grandes bóvidos. La alta presencia de rebeco en el nivel XIII no es común en los conjuntos arqueofaunísticos del Auriñaciense, aunque sí está registrado en algunos yacimientos como La Güelga (Menéndez et al., 2017). Los taxones identificados son coherentes con el entorno en el que se sitúa el Abrigo de La Viña, en un valle, pero próximo a ambientes rocosos. La presencia de especies de roquedo junto con las de espacios abiertos y boscosos, nos indica que los grupos de cazadores-recolectores de La Viña explotaban los recursos que existían alrededor del propio abrigo.

En cuanto a los carnívoros, en este nivel aparecen restos de un lobo, pero son muy escasos. A esta especie se suman los restos de oso y zorro que aparecieron en el resto de los niveles musterienses y auriñacienses. En el nivel XIII, no se ha registrado ninguna marca de alteración por carnívoros, por lo que su ocupación del abrigo no debió ser muy frecuente e intensa durante esos momentos auriñacienses.

La representación por edades plantea que la caza estaría orientada a los individuos adultos aunque la identificación de un individuo fetal de ciervo así como un individuo infantil de la misma especie, puede sugerir una posible estrategia de caza selectiva, en el caso del ciervo, hacia presas más fáciles de cazar como son las hembras embarazadas junto con las crías. El pequeño tamaño de la muestra nos impide asegurar esta hipótesis, por lo que los análisis arqueozoológicos en curso podrán aportar más información al respecto en el futuro.

Desde el punto de vista tafonómico, la muestra arqueofaunística ha sido alterada por procesos postdeposicionales, tanto antrópicos como naturales, que han contribuido a la formación del depósito arqueológico. El elevado grado de fragmentación de la muestra, junto con otras alteraciones tafonómicas registradas (marcas de corte, fragmentación típica del aprovechamiento medular, marcas de impacto y huesos con evidencias de termoalteración), indican que el conjunto óseo tiene un origen antrópico. Las alteraciones naturales que han afectado a los restos óseos son las propias de los ambientes kársticos, donde los cambios de temperatura y humedad producen efectos como la presencia de manganeso mineral, que refleja periodos de encharcamiento y el weathering, alteración que se produce cuando los huesos están expuestos en la superficie, indicando por tanto una sedimentación relativamente lenta de los restos óseos. Además, el hecho de que el vacimiento se encuentre en un abrigo deriva en una mayor exposición a los agentes erosivos del clima.

## CONCLUSIONES

El Abrigo de La Viña constituye un excelente ejemplo para conocer las estrategias cinegéticas y los patrones de consumo alimenticio seguidos por los



el

grupos de cazadores-recolectores durante Auriñaciense en la Región Cantábrica.

Pese a que el tamaño de la muestra es pequeño, y su representatividad, por tanto, es limitada, sí que podemos extraer unas conclusiones generales. Los resultados del estudio arqueozoológico y tafonómico del nivel XIII indican que el origen de la acumulación ósea es antrópico, fruto de las actividades de los grupos de Homo sapiens que ocuparon el abrigo en diferentes momentos. Estas evidencias junto con los datos preliminares del resto de niveles musterienses y auriñacienses sugieren una continuidad en las estrategias cinegéticas entre el final del Paleolítico Medio y el comienzo del Paleolítico Superior, basadas principalmente en la caza de ciervo seguido de caprinos y, a menor alcance, grandes mamíferos (équidos y bóvidos). Los estudios arqueozoológicos que se están llevando a cabo en la actualidad arrojarán información relevante que permita reconstruir el comportamiento paleoeconómico de las sociedades paleolíticas que ocuparon esta cavidad.

**Agradecimientos:** L. Torres-Iglesias es beneficiaria de un contrato predoctoral Concepción Arenal (Universidad de Cantabria – Gobierno de Cantabria).

#### REFERENCIAS

- Azorit, E.; Analla, M.; Carrasco, R.; Calvo, J.A.; Muñoz-Cobo, J. (2002). Teeth eruption pattern in red deer (*Cervus elaphus hispanicus*) in southern Spain. *Anales de Biología*, 24, 107-114.
- Fisher, J.W. (1995). Bone Surface Modifications in Zooarchaeology. *Journal of Archaeological Method and Theory*, 2(1), 7-68.
- Fortea, J. (1990). Abrigo de La Viña. Informe de las campañas 1980-1986. En: *Excavaciones arqueológicas en Asturias 1983-86.* Servicio de Publicaciones de la Consejería de Educación, Cultura, Deportes y Juventud, Oviedo (España), 55-68.
- Fortea, J. (1992). Abrigo de La Viña. Informe de las campañas 1987-1990. En: *Excavaciones arqueológicas en Asturias 1987-90.* Servicio de Publicaciones de la Consejería de Educación, Cultura, Deportes y Juventud, Oviedo (España), 19-28.
- Fortea, J. (1995). Abrigo de La Viña. Informe y primera valoración de las campañas 1991-1994. En: *Excavaciones arqueológicas en Asturias: 1991-1994.* Servicio de Publicaciones de la Consejería de Educación, Cultura, Deportes y Juventud, Oviedo (España), 19-28.
- Fortea, J. (1999). Abrigo de La Viña. Informe y primera valoración de las campañas 1995-1998. En: *Excavaciones arqueológicas en Asturias: 1995-1998.* Servicio de Publicaciones de la Consejería de Educación, Cultura, Deportes y Juventud, Oviedo (España), 31-41.
- Fortea, J. (2001). El Paleolítico superior en Galicia y Asturias (1996-2000). En: Le Paléolithique Supérieur Européen. Bilan Quinquennal 1996-2001. Commission VIII-XIVe Congrès UISPP (P. Noiret, dir.). ERAUL, Liège (Bélgica), 149-160.
- Hillson, S. (2005). *Teeth.* Cambridge University Press, Cambridge (Reino Unido), 373 pp.
- Lavocat, R. (ed.) (1966). Faunes et flores préhistoriques de l'Europe occidentale. Boubée, París (Francia), 486 pp.
- Lyman, R.L. (2008). *Quantitative Paleozoology*. Cambridge University Press, Cambridge (Reino Unido), 348 pp.
- Mariezkurrena, K. (1983). Contribución al conocimiento del desarrollo de la dentición y esqueleto postcraneal de *Cervus elaphus. Munibe*, 35, 149-204.

Marín-Arroyo, A.B.; Ríos-Garaizar, J.; Straus, L.G.; Jones, J.R.; Rasilla, M. de la; González-Morales, M.; Richards,

M.; Altuna, J.; Mariezkurrena, K.; Ocio, D. (2018). Chronological reassessment of the Middle to Upper Paleolithic transition and Early Upper Paleolithic cultures in Cantabrian Spain. *PLoS ONE* 13(4), 1-20.

- Menéndez, M.; Álvarez-Alonso, D.; Andrés-Herrero, M. de; Carral, P.; García-Sánchez, E.; Jordá Pardo, J.F.; Quesada, J.M.; Rojo, J. (2018). The Middle to Upper Paleolithic transition in la Güelga cave (Asturias, Northern Spain). Quaternary International, 474, 71-84.
- Nooddle, B. (1974). Ages of epiphyseal closure in feral and domestic goats and ages of dental eruption. *Journal of Archaeological Science*, 1, 195-204.
- Pales, L.; Lambert, C. (1971). Atlas ostéologique pour servir à l'identification de mammifères du quaternaire. I. Les membres herbivores. Il Carnivores. Homme. Editions du Centre National de la Reserche Scientifique, París (Francia), 272 pp.
- Payne, S. (1985). Morphological Distinctions between the Mandibular Teeth of Young Sheep, *Ovis* and Goats, *Capra. Journal of Archaeological Science*, 12, 139-147.
- Pflieger, R. (1982). Le chamois. Son identification et sa vie. Gerfaut Club Princesse, París (Francia).
- Purdue, J. (1983). Epiphyseal Closure in White-tailed deer. Journal of Wildlife Management, 47(4), 1207-1212.
- Rasilla, M. de la; Duarte, E.; Cañaveras, J.C.; Santos, G.; Carrión, Y.; Tormo, C.; Sánchez Moral, S.; Marín-Arroyo, A.B.; Jones, J.R.; Agudo, L.; Gutiérrez-Zugasti, I.; Suárez, P.; López Tascón, C.; Badal, E.; González-Pumariega, M. (2018). El Abrigo de La Viña (La Manzaneda, Oviedo) 2013-2016. En: *Excavaciones arqueológicas en Asturias 2013-2016.* Servicio de publicaciones de la Consejería de Educación y Cultura, Oviedo (España), 107-120.
- Ríos-Garaizar, J.; Arrizabalaga, Á.; Villaluenga, A. (2012). Haltes de chasse du Châtelperronien de la Péninsule Ibérique. Labeko Koba et Ekain (Pays Basque Péninsulaire). *L'Anthropologie*, 116, 532-549.
- Sanchis, A.; Real, C.; Sauqué, V.; Núñez-Lahuerta, C.; Égüez, N.; Tormo, C.; Pérez Ripoll, M.; Carrión Marco, Y.; Duarte, E.; Rasilla, M. de la (2019). Neanderthal and carnivore activities at Llonín Cave, Asturias, northern Iberian Peninsula: Faunal study of Mousterian levels (MIS3). Comptes Rendus Palevol, 18, 113-141.
- Santamaría, D.; Duarte, E.; González-Pumariega, M.; Martínez, L.; Suárez, P.; Fernández de la Vega, J.; Santos, G.; Higham, T.; Wood, R.; Rasilla, M. de la (2014). El abrigo de La Viña (Asturias, España). En: Los cazadores recolectores del Pleistoceno y del Holoceno en Iberia y el Estrecho de Gibraltar: Estado actual del conocimiento del registro arqueológico (R. Salas, ed.) (E. Carbonell, J.M. Bermúdez de Castro y J.L. Arsuaga, coord.). Universidad de Burgos, Fundación Atapuerca, Burgos (España), 95-99.
- Schmid, E. (1972). Atlas of Animal Bones for Prehistorians, Archaeologists and Quaternary Geologists. Elsevier, Amsterdam (Países Bajos), 159 pp.
- Silver, I.A. (1980). La determinación en los animales domésticos. En: *Ciencia en Arqueología* (D.R. Brothwell y E. Higgs). Fondo de Cultura Económica, Madrid (España), 290-307.
- Straus, L.G. (2013). Iberian Archaeofaunas and Hominin Subsistence during Marine Isotope Stages 4 and 3. En: Zooarchaeology and Modern Human Origins: Human Hunting Behaviour during the Later Pleistocene (J.L. Clark y J.D. Speth, eds.). Springer, Nueva York (Estados Unidos), 97-128.
- Vigal, C.R.; Machordom, A. (1985). Tooth eruption and replacement in the Spanish wild goat. *Acta Theriologica*, 30, 305-320.
- Yravedra, J. (2013). New Contributions on Subsistence Practices during the Middle-Upper Paleolithic in Northern Spain. En: Zooarchaeology and Modern Human Origins: Human Hunting Behaviour during the Later Pleistocene (J.L. Clark y J.D. Speth, eds.). Springer, Nueva York (Estados Unidos), 77-95



## LÍMITES CRONOLÓGICOS DE LA PRESENCIA HUMANA DURANTE EL PLEISTOCENO MEDIO EN LA CUENCA BAJA DEL RÍO MIÑO (PONTEVEDRA, ESPAÑA)



E. Méndez-Quintas<sup>(1,2)</sup>, M. Santonja<sup>(2,3)</sup>, A. Pérez-González<sup>(2)</sup>, M. Demuro<sup>(4)</sup>, L.J. Arnold<sup>(4)</sup>, M. Duval<sup>(3,5)</sup>

(1) Grupo de Estudos de Arqueoloxía, Antigüidade e Territorio (GEAAT), Universidad de Vigo, Campus As Lagoas, 32004 Ourense.

(2) IDEA (Instituto de Evolución en África), Universidad de Alcalá de Henares, Covarrubias 36, 28010 Madrid.

(3) Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH). Paseo Sierra de Atapuerca, 3. 09002 Burgos.

(4) School of Physical Sciences, Environment Institute, and Institute for Photonics and Advanced Sensing (IPAS), University of

Adelaide, North Terrace Campus, Adelaide SA 5005, Australia.

(5) Australian Research Centre for Human Evolution. Environmental Futures Research Institute, Griffith University, 170 Kessels Road Nathan, QLD 4111, Australia.

Abstract (Chronological constraints for Middle Pleistocene human occupations in the Lower Miño basin (Pontevedra, Spain)): The geomorphological, geochronological and archaeological investigations developed over the recent years in the lower Miño basin have led to the identification of 9 levels of fluvial terrace and other sedimentary deposits. The sedimentary features indicate stable river patterns over time, which are dominated by a braided gravel model. The earliest human presence in the area has been documented in the intermediate terrace deposits (elevations + 30-39 m and + 21-29 m). They include several archaeological sites characterized by large flake Acheulian lithic assemblages, whose age range between MIS 9 and 6. Finally, additional Middle Palaeolithic sites have also been identified within the terrace deposits +13-17 m, whose inferred age would most likely be between MIS 5 and 4.

Palabras clave: Pleistoceno Medio, Paleolítico antiguo, Achelense, Paleolítico Medio Key words: Middle Pleistocene, Lower Palaeolithic, Acheulean, Middle Paleolithic

#### INTRODUCCIÓN

La escasez de registro arqueológico en la cuenca del río Miño representaba una anomalía dentro Paleolítico antiguo peninsular, teniendo en cuenta que la mayor parte del registro arqueológico de esta época se concentra en las cuencas fluviales de la vertiente atlántica peninsular (Santonja y Pérez-González, 2010; Santonja y Villa, 2006).

Investigaciones posteriores vinieron a matizar estas afirmaciones e intentaron construir una secuencia de poblamiento humano a lo largo del Pleistoceno homologable a lo reconocido en otras regiones peninsulares (Cano Pan et al., 1999; Cano Pan et al., 1997). Estos supusieron un notable avance, si bien no se identificaron yacimientos significativos, ni tampoco contaron con dataciones numéricas (Méndez-Quintas et al., 2013).

Las investigaciones actuales, centradas en la secuencia de depósitos fluviales del tramo final del río Miño y que incluyen estudios geomorfológicos, geocronológicos y arqueológicos, han permitido identificar y situar cronológicamente la primera presencia humana en la cuenca en la segunda mitad del Pleistoceno Medio.

De esta forma presentamos aquí una visión integral dónde se ponen en relación la secuencia de depósitos fluviales de la cuenca y las evidencias de ocupación humana asociadas, todo ello el contexto de un marco cronológico sólido, el cual era inexistente en la región considerada y en general en todo el NW peninsular.

### LOS RELLENOS PLEISTOCENOS DE LA CUENCA DEL RÍO MIÑO

El sistema de depósitos aluviales de la cuenca baja del Miño, en la orilla gallega, se desarrolla a lo largo de los 82 Km de recorrido del río, comprendidos entre el límite con la provincia de Ourense y la desembocadura en A Guarda (Pontevedra). El análisis geomorfológico de la zona, considerando el reconocimiento de formas y el levantamiento de perfiles transversales, ha permitido la identificación de 9 niveles de terraza escalonadas con cotas relativas de T1 (+4-7 m), T2 (+13-17 m), T3 (+21-29 m), T4 (+30-39 m), T5 (+45-51 m), T6 (+53-61 m), T7 (+65-77 m), T8 (+78-89 m) y T9 (+91-108 m).

Los niveles de terraza se asocian esencialmente con la dinámica sedimentaria del río Miño ya que el resto de afluentes, salvo en el caso del río Louro y Tea, no han desarrollado sistemas de terrazas propios. Concretamente en el caso del río Louro la formación de su sistema de terrazas ha ido pareja a la del Miño una vez fue capturado por él, lo cual se realizó con anterioridad al emplazamiento de las terrazas T4 (+30-39 m) (Gracia Prieto et al., 2004).

La distribución altimétrica de los niveles de terraza, con la reconstrucción de los niveles de base en relación al perfil longitudinal del río Miño y a los perfiles geomorfológicos, muestra escasas variaciones que permitan atisbar afecciones tectónicas en su formación o posteriores a su emplazamiento.

Las terrazas reconocidas son esencialmente de acumulación y se caracterizan por potentes niveles



con asociaciones de litofacies Gh, Gp y Gt (Miall, 1996) características de rellenos de estructuras acanaladas. Intercalados o a techo de estas facies clásticas, como respuesta a la fase final de colmatación de estos canales o a procesos de acreción vertical, se identifican facies de arenas y fangos de facies St, Sm, Sp o Fsm (Miall, 1996).

La disposición de los niveles de terraza, la propia morfología de la cuenca y las asociaciones de litofacies identificadas son indicativas de que buena parte de estas terrazas se han formado bajo condiciones de carga de fondo, dominio de facies gruesas y baja sinuosidad. Esta circunstancia parece sugerir que de manera generalizada el río Miño ha presentado un estilo fluvial bastante constante de tipo *braided* de gravas (Miall, 1996).

La información cronológica sobre la edad de las publicada diferentes terrazas fluviales con anterioridad es reducida, si bien se ha ido incrementado en los últimos años (Viveen et al., 2012). Los resultados de las dataciones de investigaciones previas -con las debidas precauciones ante la falta de descripciones estratigráficas y la incertidumbre de los propios resultados- indicarían que las terrazas T2 (+13-17 m) tendrían una cronología del MIS 6, las T4 (+30-39 m) se habrían formado hacia el MIS 9-10, las T5 (+45-51 m) hacia el MIS 11 y las T6 (+53-61 m) con anterioridad al MIS 15 (Viveen et al., 2012).

En la actualidad disponemos de una extensa batería de dataciones mediante luminiscencia (pIR-IR y TT-OSL) y ESR sobre cuarzos o feldespatos para la terraza T4 (+30-39 m), concretamente en la vertical del yacimiento de Porto Maior. Estos datos indican

que la formación de las terrazas T4 habrían tenido lugar entre el final del MIS 9 y el MIS 8 (Demuro et al., enviado; Méndez-Quintas et al., 2018b) (Fig. 1).

Las dataciones numéricas y la proximidad de la costa, permitiría afirmar que las oscilaciones eustáticas de origen climático fueron el principal agente implicado en los procesos de agradación e incisión de la red fluvial regional. En esta misma línea se podría establecer una primera propuesta cronológica provisional para el conjunto de las terrazas medias-bajas de la región: la T2 (+13-17 m) se habría depositado durante el MIS 4-5, la T3 (+21-29 m) a lo largo del MIS 6-7, la T4 (+30-39 m) hacia el MIS 9-8, la T5 (+45-51 m) en el MIS 10-11 y la T6 (+53-61 m) en el MIS 12-13, siendo las terrazas más altas necesariamente más antiguas.

#### REGISTRO ARQUEOLÓGICO ASOCIADO A LOS DEPÓSITOS FLUVIALES DE LA CUENCA

La identificación de materiales líticos en lugares como Chan de Vide (As Neves) o Peteira (Tuy) en relación a depósitos fluviales en cotas superiores a los +40 m fueron puestas de manifiesto hace algún tiempo (Cano Pan et al., 1999; Cano Pan et al., 1997; Villar Quinteiro, 2012). Se trata de series de tamaño muy limitado que, en función de las escasas descripciones publicadas, se corresponden con cantos con un número reducido y dudoso de extracciones y cuya procedencia estratigráfica no parece bien establecida. En base a los datos publicados, consideramos arriesgado dotar de carácter antrópico a alguna de las piezas reseñadas y en otros casos la ausencia de notaciones estratigráficas puede llevar a pensar en depósitos laterales asentados sobre la terraza y por lo tanto



Fig. 1: Dataciones numéricas de algunos de los yacimientos citados (Méndez-Quintas et al., 2018b, enviado) y propuesta cronológica global de presencia humana en la región.



muy posteriores a la formación de la terraza.

Dadas circunstancias de inseguridad las estratigráfica, la imposibilidad de verificación de los yacimientos y la dudosa naturaleza antrópica de los materiales, se debería optar una posición más prudente y afirmar que no existen pruebas efectivas del poblamiento humano en la cuenca en cronologías anteriores a la definida por la T4 (+30-39 m). Evidentemente, no existe causa objetiva alguna que impida un poblamiento anterior, como sucede en otros puntos de la Península Ibérica, pero en este momento no es factible su demostración con los datos disponibles.

La primera presencia humana bien documentada actualmente en la región se asocia con las secuencias fluviales de las terrazas T4 (+30-39 m), con múltiples puntos con materiales de tecnología achelense de grandes lascas distribuidos por toda la cuenca fluvial, destacando entre ellos los yacimientos de Fillaboa (Salvaterra de Miño), la PLISAN (Salvaterra de Miño-As Neves) y especialmente Porto Maior (As Neves). La cronología de esta primera presencia humana se situaría entre los MIS 8-9, bien establecida en base a la secuencia del yacimiento de Porto Maior (Méndez-Quintas et al., 2018b).

En el yacimiento de Porto Maior se ha identificado una larga secuencia estratigráfica donde se han identificado 2 niveles (PM3 y PM4) con abundante industria achelense de grandes lascas en posición autóctona, con dataciones del MIS 9-8 para el nivel PM3 y del MIS 7 para el nivel PM4 (Demuro et al., enviado; Méndez-Quintas et al., 2018b). En este último nivel se ha identificado un suelo de ocupación compuesto por una extensa acumulación de LCTs en cuarcita, único caso publicado hasta el momento en el continente europeo y que encuentra los mejores paralelos en los contextos del achelense del continente africano (Méndez-Quintas et al., 2018b).

La presencia de materiales achelenses de grandes lascas se extiende también a la terraza T3 (+21-29 m), donde se conocen diferentes localizaciones recientes, caso del lugar de A Gándara (A Guarda). Ahora bien, el yacimiento característico de esta unidad fluvial es el de Gándaras de Budiño (O Porriño). El vacimiento de Budiño se asocia a las facies arenosas y de canales de gravas de la T3 (+23 m) del río Louro, tributario del río Miño. El yacimiento cuenta con una abundante colección de industria achelense de grandes lascas elaborada en cuarcita exógena y cuarzos locales. La cronología del yacimiento está siendo evaluada en la actualidad, si bien la posición geomorfológica invita a una atribución cronológica semejante a la de la terraza en la que se emplaza, es decir el MIS 6-7 (Méndez-Quintas et al., 2018a). Aunque sin relación geomorfológica directa con esta terraza, pero dentro del mismo rango cronológico tenemos al yacimiento de Arbo. La secuencia sedimentaria del vacimiento de Arbo se encuentra encajada dentro de un valle colgado a +62 m. Se trata de una sucesión de niveles arenosos con contenido clástico variable (niveles OC1 y OC2) asociados a medios canalizados y "debris flow". Sobre estos niveles se desarrolla un extenso nivel de origen eólico datado en el MIS 2. La cronología para los niveles achelenses está establecida en el MIS 5d, concretamente para el nivel OC2 con materiales líticos redepositados, por lo que la ocupación del yacimiento se situaría en el MIS 6 o durante el MIS 7. El yacimiento conserva gran cantidad de industria lítica elaborada en cuarcita y cuarzo, dónde destaca un amplio conjunto de LCTs de aspecto equilibrado y morfológicamente estandarizado (Méndez-Quintas et al., enviado).

Las referencias a conjuntos líticos en la T2 (+13-17 m) que puedan tener vinculación con esta terraza son en este momento escasas. Cabe mencionar los lugares Forcadela, Carregal Bajo (Tomiño) y A Barreira (Cortegada) (Cano Pan et al., 1997), interpretados como enclaves con industrias de Paleolítico Medio, dada la presencia de esquemas de explotación levallois entre los materiales recuperados. Al margen de estos y en ausencia de mayores precisiones estratigráficas, el único vacimiento con materiales asociados inicialmente a depósitos de esta terraza es el yacimiento de O Terrón (Salvaterra de Miño). Relacionado con un depósito de fangos, en posición análoga a la terraza T2 (+15 m), existe un notable conjunto de materiales líticos dónde se identifican núcleos con esquemas de explotación organizados, tanto discoides como levallois y utensilios sobre lasca de aspecto estandarizado. También se documentan algunos ejemplos de LCTs, con bifaces y hendedores de aspecto equilibrado. A falta de los resultados de las investigaciones en marcha, parece que se trata de un vacimiento del Paleolítico Medio cuya cronología podría estar comprendidas entre los MIS 4-5.

## CONCLUSIONES

Los trabajos geoarqueológicos desarrollados en la cuenca baja del río Miño han permitido identificar y cartografiar 9 niveles de terraza fluvial y otros depósitos sedimentarios asociados a la evolución plio-pleistocena del curso terminal del río Miño. Las asociaciones de facies sedimentarias de los depósitos conservados parecen indicar que este río ha mantenido un modelo de sedimentación tipo *braided* de gravas bastante estables a lo largo el tiempo.

Durante las investigaciones no se ha podido identificar restos de actividad humana en depósitos anteriores a la terraza T4 (+30-39 m), a partir de la cual la ocupación humana se generaliza en la cuenca. Asociado a los depósitos de las terrazas T4 (+30-39 m) y T3 (+21-29 m), así como a abanicos aluviales y a otras formaciones superficiales, se ha documentado un importante volumen de enclaves con tecnología achelense de grandes lascas. Entre estos vacimientos destacan los sitios de Porto Maior, Gándaras de Budiño, Arbo y Fillaboa, los cuales están siendo o han sido excavados en el curso de estas investigaciones. El rango cronológico de estos vacimientos, establecido mediante la combinación de técnicas de luminiscencia y ESR, está comprendido entre los MIS 9-6. Estas observaciones son exportables a otras regiones de la misma cuenca del Miño y al resto del NW peninsular (Cunha Ribeiro et al., 2017).

En la terraza T2 (+13-17 m) se han identificado algunos conjuntos líticos, cuyas características



tecnológicas encajan perfectamente con el Paleolítico Medio que, en base a los datos actuales, haría su aparición en la región hacia el MIS 5, si bien no se puede descartar su presencia en momentos más antiguos, como se reconoce en otros puntos del SW de Europa (Santonja et al., 2016).

El escenario cronológico y arqueológico descrito para esta región tiene su correlación directa en lo observado en las otras grandes cuencas atlánticas peninsulares, tales como las del Duero o el Tajo, donde el grueso de la presencia humana se desarrolla en relación a las terrazas medias en rangos cronológicos comprendidos entre los MIS 11-6 (Rubio-Jara et al., 2016; Santonja y Pérez-González, 2010; Santonja y Villa, 2006).

Desde el punto de vista tecnológico, las industrias achelenses identificadas en la región son un ejemplo paradigmático del Achelense de grandes lascas de origen africano, observándose incluso escenarios de ocupación estrictamente africanos como en el caso del nivel PM4 de Porto Maior. Asimismo, el rango cronológico y las características tecnológicas descritas para estos yacimientos entra en la problemática, recientemente señalada, de la coexistencia (entre los MIS 9-6) en el SW de Europa del tecnocomplejo achelense de grandes lascas y las primeras industrias de Paleolítico Medio (Santonja et al., 2014; Santonja et al., 2016).

Agradecimientos: E. Méndez-Quintas disfruta de una beca postdoctoral de la Xunta de Galicia. Las aportaciones de M. Demuro, L. Arnold y M. Duval se desarrollan en el marco de los proyectos ARC Discoverv Early Career Researcher Award DE160100743 y ARC Future Fellowship projects FT130100195 y FT150100215, respectivamente. El trabajo de M. Santonja, A. Pérez-González y E. Méndez-Quintas en relación con el achelense en África se lleva a cabo dentro del proyecto HAR2017-82463-C4-2-P (Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades). Agradecemos las observaciones recibidas de revisores y editores, que han sido tenidas en cuenta en la versión final de esta contribución.

#### REFERENCIAS

- Cano Pan, J.A., Aguirre, E., Giles Pacheco, F., Gracia Prieto, F.J., Santiago Pérez, A., Mata Almonte, E., Gutierrez López, J.M., Aguilera Rodríguez, L., Prieto Reina, O., (1999). Secuencia cronoestratigráfica y poblamiento paleolítico en la cuenca Media-Baja de Río Miño. Sector Tuy (Pontevedra)-Cortegada (Ourense). En: *Avances en el estudio del Cuaternario español* (secuencias, indicadores paleambientales y evolución de procesos) (L. Pallí Buxó, C. Roqué i Pau, Eds.). Universidad de Girona, Girona (España) 231-240.
- Cano Pan, J.A., Aguirre, E., Giles Pacheco, F., Gracia Prieto, J., Santiago Pérez, A., Mata Almonte, E., Gutiérrez López, J.M., Díaz Del Olmo, F., Baena Escudero, R., Borja, F., (1997). Evolución del Pleistoceno en la cuenca baja del Miño, sector La Guardia-Tuy. Secuencia de los primeros poblamientos humanos y registro arqueológico. En: *Cuaternario Ibérico* (J. Rodríguez VidalEd.). Universidad de Sevilla, Sevilla (España), 201-212.
- Cunha Ribeiro, J.-P., Monteiro-Rodrigues, S., Gomes, A., Méndez Quintas, E., Meireles, J., Pérez-González, A., Santonja, M. (2017). Ocupações Pleistocénicas na margem esquerda do Baixo Minho (Miño/Minho 2). Objetivos e primeiros resultados de um projeto transfronteiriço. En: Arqueologia em Portugal / 2017-

*Estado da Questão*, (J. M. Arnaud & A. Martins, Eds.). Associação dos Arqueólogos Portugueses, Lisboa (Portugal), 303-318.

- Demuro, M., Arnold, L.J., Duval, M., Méndez-Quintas, E., Santonja, M., Pérez-González, A., (enviado). Refining the chronology of Acheulean deposits at Porto Maior in the River Miño basin (Galicia, Spain) using a comparative luminescence and ESR dating approach. *Quaternary Intertnational.*
- Gracia Prieto, F.J., Cano Pan, J., Giles Pacheco, F., Santiago, A., Mata Almonte, E., Gutiérrez, J.M. (2004). Evolución geomorfológica de la cuenca del río Louro en conexión con el valle del Miño y poblamiento paleolítico (Gándaras de Budiño-Tuy; Pontevedra). *Zona Arqueológica*, *4*, *IV*, 218-229.
- Méndez-Quintas, E., Santonja , M., Pérez-González, A., Arnold, L., Cunha Ribeiro, J.-P., Demuro, M., Díaz-Rodríguez, M., Duval, M., Gomes, A., Meireles, J., Monteiro-Rodrigues, S., Serodio Domínguez, A. (2018a).
  El yacimiento achelense de As Gándaras de Budiño: Síntesis y perspectivas después de 50 años de desencuentros. *Estudos do Quaternario, 19*, 1-22.
- Méndez-Quintas, E., Santonja , M., Pérez-González, A., Duval, M. (2013). Avance del estudio geoarqueologico de la cuenca baja del río Miño. En: El Cuaternario Ibérico: investigación en el S. XXI (R. Baena Escudero, J.J., Fernández, I. Guerrero, Eds.). Universidad de Sevilla (España), 64-67
- Méndez-Quintas, E., Santonja, M., Perez-Gonzalez, A., Duval, M., Demuro, M., Arnold, L.J. (2018b). First evidence of an extensive Acheulean large cutting tool accumulation in Europe from Porto Maior (Galicia, Spain). *Scientific Report.*, 8, 1, 3082.
- Méndez-Quintas, E., Demuro, M., Arnold, L.J., Duval, M., Pérez-González, A., Santonja, M. (enviado). Insights into the late stages of the Acheulean technocomplex of Western Iberia from the Arbo site (Galicia, Spain). Journal of Archaeological Science: Reports.
- Miall, A.D. (1996). The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology. Ed. Springer, Berlin. 582 pp.
- Rubio-Jara, S., Panera, J., Rodríguez-de-Tembleque, J., Santonja, M., Pérez-González, A. (2016). Large flake Acheulean in the middle of Tagus basin (Spain): Middle stretch of the river Tagus valley and lower stretches of the rivers Jarama and Manzanares valleys. *Quaternary Intertnational*, *411*, 349-366.
- Santonja, M., Pérez-González, A. (2010). Mid-Pleistocene Acheulean industrial complex in the Iberian Peninsula. *Quaternary Intertnational*, 223-224, 154-161.
- Santonja, M., Pérez-González, A., Dominguez-Rodrigo, M., Panera Gallego, J., Rubio Jara, S., Sesé, C., Soto Rodriguez, E., Arnold, L., Duval, M., Demuro, M., *et a.*I (2014). The Middle Paleolithic site of Cuesta de la Bajada (Teruel, Spain): a perspective on the Acheulean and Middle Paleolithic technocomplexes in Europe. *Journal of Archaeological Science*, *49*, 556-571.
- Santonja, M., Pérez-González, A., Panera, J., Rubio-Jara, S., Méndez-Quintas, E. (2016). The coexistence of Acheulean and Ancient Middle Palaeolithic techno-complexes in the Middle Pleistocene of the Iberian Peninsula. *Quaternary Intertnational, 411*, 367-377.
   Santonja, M., Villa, P. (2006). The Acheulean in
- Santonja, M., Villa, P. (2006). The Acheulean in Southwestern Europe. En: Axe Age. Acheulian Toolmaking from Quarry to Discard (N. Goren-Inbar, G. Sharon. Eds.). Ed. Equinox Publishers, Londres (Gran Bretaña), 429-478.
- Villar Quinteiro, R. (2012). Primeras ocupaciones humanas en el noroeste peninsular. *Gallaecia*, 31, 5-16.
- Viveen, W., Braucher, R., Bourlès, D., Schoorl, J.M., Veldkamp, A., van Balen, R.T., Wallinga, J., Fernandez-Mosquera, D., Vidal-Romani, J.R., Sanjurjo-Sanchez, J. (2012). A 0.65Ma chronology and incision rate assessment of the NW Iberian Miño River terraces based on <sup>10</sup>Be and luminescence dating. *Global and Planetary Change*, 94-95, 82-100.



# IDENTIFICATION OF LIMESTONE AND QUARRIES EXPLOITED FOR MEDIEVAL CONSTRUCTION IN EASTERN NORMANDY (FRANCE) BASED ON GEOLOGICAL DATA



D. Ballesteros<sup>(1)</sup>, A. Painchault<sup>(2)</sup>, B. Puente-Berdasco<sup>(3)</sup>, C. Nehme<sup>(1)</sup>, D. Todisco<sup>(1)</sup>, J.I. García-Alonso<sup>(3)</sup>, M. Vanaro<sup>(2)</sup>, D. Mouralis<sup>(1)</sup>

(1) UMR 6266 IDEES, Université of Rouen-Normandie/CNRS, Mont Saint-Aignan CEDEX, France. daniel.ballesteros@univ-rouen.fr, carole.nehme@univ-rouen.fr, dominique.todisco@univ-rouen.fr, damase.mouralis@univ-rouen.fr
 (2) Laboratoire du GRHIS EA 3831, UFR des Lettres et Sciences Humaines, Université de Rouen-Normandie, Mont-Saint-Aignan Cedex, France. aude.painchault0@univ-rouen.fr, mariacristina.varano@univ-rouen.fr

(3) Department of Physical and Analytical Chemistry, University of Oviedo. c/ Julián Clavería s/n 33006, Oviedo, Spain. puentebeatriz@uniovi.es, jiga@uniovi.es

Resumen (Identificación de calizas y canteras explotadas para construcciones medievales en Normandía oriental (Francia) con base en la información geológica): La difusión de arqueo-materiales nos ha permitido entender la organización territorial de una antigua sociedad mediante la identificación de rasgos distintivos en rocas empleadas como sillares de construcciones históricas y en rocas de antiguas canteras. Con el fin de identificar las rocas calcáreas de construcción y sus canteras en el oriente de Normandía hemos optimizado una metodología para estudiar 22 edificios medievales y 10 canteras combinando técnicas arqueológicas y geológicas: análisis macroscópico de sillares, cartografía geológica y estudio estratigráfico de canteras, análisis microscópico y geoquímico de muestras de edificios y canteras (incluyendo las relaciones isotópicas <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr), y el esclerómetro Rock Schmidt Hammer. Por el momento, hemos identificado tres tipos de calizas de cretas y una caliza conchifera, cuyo uso estuvo condicionado por factores geográficos y su calidad como materiales de construcción.

**Palabras clave:** arqueomateriales, creta, fuentes, geoarqueologia. *Key words:* archaeomaterials, chalk, sourcing, geoarchaeology.

### INTRODUCTION

Research on construction archaeomaterials allows us to understand the territorial organization of the societies since the first civilizations used stone for buildings (Bristow, 2013; Cirelli et al. 2016). Among these materials, construction stone (ashlars and others) highlight by their well preservation in historic monuments, by their high value commonly linked to the high society, and by their high heterogeneity, which allows us to establish its sources identifying singular features (Reniere et al. 2016). The transport of construction stone from guarries to buildings reveals commercial activity communication routes, and technological advances, as well as geographic and social barriers. All of this defines the influence area of settlements and societies in the past, at local, regional or global scale (Cirelli et al. 2016). In addition, the identification of the ancient quarries are relevant to monument restoration, suppling materials for substitution or study.

Frequently, preserved historical data do not document the sources of historical buildings. However, these sources can be established characterising together rocks from buildings and quarries from a geological point of view and founding distinctive and singular features in mineralogy, texture, chemical composition, fossils and sedimentary, igneous or tectonic structures (Cordiner, 2013; Reniere et al. 2016). In addition, geological studies on ancient quarries provides data about stone procurements for construction (Rožič et al. 2018).

Throughout the History, limestone, sandstone and granitic rocks constitute the main construction stone. In Northern Central Europa, one of the most relevant

lithology for traditional constructions corresponds to the Upper Cretaceous chalk: a biomicritic limestone dominated by a fine-grained matrix made of coccoliths (<10 µm in size) and carbonate algae, as well as a variable abundance of bioclasts derived by the fragmentation of: calcispheres, echinoderms, bryozoan, bivalves, foraminifers and gastropods (Mortimore, 2018). Chalk series involves also frequently a variable amount of well-stratified flint nodules and beds, used also for construction. In general, chalk shows 20-40% porosity related to the matrix and relatively low cohesiveness, being frequently considered a "soft" rock. In spite of this, some chalk strata present the enough quality as construction material since they were widely exploited for construction in Belgium, South UK and North France since the Antiquity (Bone and Bone, 2000).

In Eastern Normandy (North France), more than 50 medieval churches, castles, abbeys and cathedrals were built in chalk by relevant historical figures, as William I *the Conqueror* or Richard I *the Lionheart*, (Dujardin, 2006). In this framework, the project entitled ATP (*Archéomatériaux, Territoire, Patrimoine*) is ongoing in order to establish the territorial organization of this prosperous area between IX and XIV centuries based on the diffusion of archaeomaterials, including chalkstone. The present work aims to design a methodology to define the sources of this calcareous stone combining archaeological and geological analyses.

## GEOLOGICAL SETTING

Eastern Normandy (Fig. 1) corresponds to a plateau with more than  $12.000 \text{ km}^2$  in extension, which bedrock is dominated by ca. 300 m of homogeneous flinty chalk,



Cenomanian to lower Campanian in age (Mortimore, 2018). Cenozoic rocks and sediments covers 91% of the plateau incised by fluvial valleys, as the Seine Valley. These valleys show rocky scarps up to 120 m high that represent the main chalk outcrops of the region, in addition to the cliffs of the Normandy Coast. Historic surface to underground quarrying took place scarps supplying along the fluvial traditional construction materials around Eastern Normandy (Baboux, 1997; Dujardin, 2006). Among these exploitations, Caumont and Vernon guarries located at Seine Valley outcome at regional scale. Other guarries were also reported at local scale, as the small exploitations located around the Fécamp village in Normandy Coast.



Fig. 1: Study medieval buildings and their possible quarries from Eastern Normandy, North of France.

## METHODOLOGY

The designed methodology includes the selection of medieval buildings and sampling following archaeological criteria as well as the geological study of the ashlars and quarries.

1) Site selection and sampling. We selected 22 buildings distributed along Eastern Normandy according to the presence of chalkstone, chronology and its geographical distribution. building, In each archaeological criteria, as well as heritage regulations, guided the rock sampling, obtaining 2-7 samples directly from chalkstones used in different parts and uses (external or internal walls, openings), different kind of constructions, different chalkstones (according to preliminary observations), and different construction periods, if it is possible. In total, 71 samples were obtained and situated on buildings surveys obtained using total station and photogrammetry in order to characterise stone uses in each site. Besides, terrestrial laser scanning complement this data in three sites.

2) Macroscopical analyses. During sampling in buildings, we described in situ the macroscopic characteristics of ashlars and of the samples. We especially paid attention to the lithology, texture and occurrence of flint nodules, macrofossils and sedimentary structures (hardgrounds, bedding).

3) Geological mapping. We elaborated a geological map of the chalk bedrock of Eastern Normandy using ArcGIS in order to know the rocks of the territory and the sourcing areas for medieval building. This map was performed at a 1/50.000 scale based on previous maps courtesy of the BRGM, fieldwork and observations done by petrographic microscopy. This geological map includes the regional geological formations (rock units defined by previous works following chronostratigraphic criteria), and geological structures (faults, folds).

4) Quarries geological study. In order to characterise the quarries that supplied stones for medieval construction, we carried out the geological map and stratigraphic section of 10 quarries, collecting 2-10 samples per quarry. Geological maps elaborated at a scale 1:5.000 comprise the regional geological formations, bedding data and faults, while stratigraphic sections included the recognized beds, lithologies, textures and sedimentary features (hardgrounds, nodules, marls seams structures). In Caumont and Vernon quarries, the position of the exploitation banks recorded by historical post-medieval documents are implemented in the stratigraphic sections. Finally, these sections are correlated to the stratigraphic series defined in Normandy Coast and Sussex (UK).

5) Microscopical analyses. We characterized samples from buildings and quarries using a petrographic microscopy to establish the main different types of used chalkstones and their sources. This characterization includes the mineralogy, texture, components (fossils, pellets, intractasts and others), mineral, integranular porosity and diagenetic structures of the rock.

6) Whole-rock chemical analyses. Samples from buildings and quarries were analysed by ICP-MS (CRPG, CNRS/Univ. of Lorraine, France) in order to determinate the concentration of 55 major, minor, trace elements, including Rare Earth Elements (REE). This data complement the characterization and identification of rock types established by microscopic analyses.

7) <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr isotopes analyses. Selected samples from buildings and quarries were analysed via MC-ICP-MS (Univ. of Oviedo, Spain) to support the position of the identified chalkstones in the regional stratigraphic series based on the <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ratio curve defined for the Upper Cretaceous (McArthur et al., 1993). In general, this ratio depends of the timing of the rock and its contain in Rb, which is relatively high (10-40 ppm) in Cenomanian chalk. For this propose, we designed a new method for sample preparation in laboratory based on an on-line cation exchange chromatography separation.

8) R Coefficient. We evaluated the quality of chalkstone for building based on their cohesiveness and hardness, approached by the coefficient R. The Rock Schmidt



Hammer L-type (Proceeq®), a not destructive technique, provides this dimensionless coefficient by its application sin situ on buildings and on quarries.

### LIMESTONES USED IN MEDIEVAL BUILDINGS

At the present, microscopical descriptions allow us to identify three chalkstones and another limestone in medieval buildings from Eastern Normandy:

1) Dolomitic and dedolomitized chalkstone identified in 4 buildings located in the Seine Valley corresponds to a white bioclastic wake- to packstone, generally with calcispheres, echinoderms, foraminifers and, secondly, bryozoan, bivalves, and gastropods. Its distinctive feature is the occurrence of 5-50% of rhombohedral crystals (<2 mm in size) of dolomite or dedolomite (calcite that replaced dolomite by means of a processes named dedolomitization). Dolomitic and dedolomitized chalkstone is characterised by compositions of 48-55% in CaO, 0.2-5% in MgO, less than <1% in others major elements, 300-600 ppm in Sr, and concentrations in heavy REE lightly higher than other chalkstones. <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ratio measured in dolomitic-dedolomitized chalkstone corresponds to the lower values recorded for the Upper Cretaceous chalk in the London-Paris basin. Consequently, this low ratio would be another distinctive feature of this chalkstone. In fresh rock, R coefficient ranges usually from 30 to 50, although these values descend below 20 in altered rocks.

2) Glauconitic chalkstone was identified in the Palais Ducale and Saint-Trinité Abbey Church of Fécamp, in the Normandy Coast. This rock is a green-grey bioclastic packstone, rich in echinoderms, and frequently with 5-15 % of quartz sand. At hand sample, this rock shows commonly 5-30% of dark green mineral that corresponds to glauconite (0.1-1 mm in size). The presence of this mineral and the common occurrence of quartz constitute singular features of this rock. Glauconitic chalkstone presents 42-48% Ca, 5-15% SiO<sub>2</sub>, <3% in Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO and K<sub>2</sub>O, and 12-36 ppm Rb contained in glauconite. R coefficient are usually 30-50 descending up to 20-30 in alternated rocks.

3) Calcarenite was identified in three castles of the South of Eastern Normandy and probably in an abbey from the Seine Estuary. In spite of this rock is included in the chalk stratigraphic series, calcarenite is not chalk from a rigorous geological point of view. Calcarenite shows a characteristic grain coarse texture made of bioclasts 1-2 mm in size derived mainly bryozoans and echinoderms fragmentation. The chemical composition of this limestone is similar than the dolomiticchalkstone although dedolomitized the REE concentrations of the calcarenite are lightly lower. Finally, R coefficients measured in calcarenites varies commonly from 40 to 60, being higher than values recorded in chalk limestone.

4) Others chalkstones were recognized in four studied buildings long the territory but they are not currently classified due to absence of distinctive criteria and the alteration degree of the samples. These rocks correspond to main common chalk facies formed by white wake- to packstone, rich in calcispheres, echinoderms, foraminifers and some bryozoans. Its geochemistry is already under study. R coefficients (20-30) measured in these chalkstones are lower than previous identified rocks.



Fig. 2: Identified limestones in medieval buildings from Eastern Normandy: (a) dolomitic-dedolomitized chalkstone, (b) glauconitic chalkstone, (c) calcarenite, (d) others chalkstones, and (e) shelly limestone.

5) Shelly limestone (*calcaire coquillier* in French) was recognized in few ashlars from one church and two castles located near to the boundaries of Eastern Normandy. Characteristics shells of gastropods (*Cerithium sp.*) and nummulites form 60-80% of this brownish yellowish limestone, which texture under microscopy is a bioclastic wake- to packstone. Shelly limestone presents R coefficients of 30-45 measured only in samples from buildings.

## MEDIEVAL QUARRIES

Geological study of quarries and microscopic analyses points out the quarries of three first described chalkstones, as well as the geological formation and age. Others chalkstonse not classified yet could be related to small quarries located long the region.



1) Dolomitic and dedolomitized chalkstone come from the Caumont and Vernon quarries located in the Seine Valley, with 12 and 3 km of underground galleries, respectively. These mines exploited the St-Pierre-en-Port Formation (lower part of the Lewes Formation defined in UK) lower Coniacian in age. Caumont and Vernon quarries provided ashlars for churches, abbeys and castles located up to 40 km distance from the quarries, being transported probably through the Seine River.

2) Glauconitic chalkstone was exploited in quarries with hundreds meters in length and sited at <10 km from Fécamp. These quarries were developed in the St-Join Formation (West Melbury Formation in UK), lower Cenomanian in age. This glauconitic rock was only used at a local scale for medieval building in Fécamp.

3) Calcarenite quarries would be located at 5-40 km from the buildings. In the South of Eastern Normandy, local quarries operated in the valleys of the Risle stream, as the Monot and Goupilliéres exploitations. In the Seine Estuary, a certain banc in St-Vigord'Ymontville quarries could provide calcarenitic stone recognized in the abbey church of Montivilliers. In all cases, these quarries exploited the upper Turonian banks of the lower part of the St-Pierre-en-Port Formation.

4) Shelly limestone would came from quarries located in border areas of Eastern Normandy, as the Pays d'Auge (Western Normandy) and surroundings of Paris (Blanc and Gély, 2017). These quarries exploited the Lutetian limestone sedimented above the Upper Cretaceous chalk.

## CONCLUSIONS

Four point synthetize main preliminary conclusions of this work:

1) The combination between archaeological criteria, common techniques in geology (mapping, stratigraphic sections, petrographic microscopy, whole-rock chemical analyses), and Sr isotopes analyses is useful to characterise and identify limestones and quarries exploited in ancient times.

2) In Eastern Normandy, medieval buildings used mainly four limestones at regional or local scale according to geographic factors and rock quality.

- Seine Valley, where lower Coniacian dolomiticdedolomitized chalkstone from Caumont and Vernon quarries was used in castles and churches sited at 3-40 km distance;
- Fécamp area, whose medieval monuments constructed mainly in lower Cenomanian glauconitic chalkstone extracted from quarries located at <10 km from buildings;
- South of Eastern Normandy and, probably, Montivilliers area, where the used rock was mainly

upper Turonian carcalrenite from probably quarries located at 5-40 km from buildings;

• Border areas of Eastern Normandy, where shelly limestone was imported from neighbouring regions.

3) Respect to quality of the rock for building, measured R coefficients point out that the cohesiveness and hardness of dolomitic-dedolomitized chalkstone, glauconitic chalkstone and calcarenite are higher than the common chalk that dominates the bedrock of the Eastern Normandy.

Acknowledgments: This research belongs to project ATP, founded by Région Normandie and supported by the author's laboratories. We thank to N. Wasylyszyn (Dép. de l'Archit. et Patrim. de l'Eure), B. Hoyez (Univ. Le Havre-Normandie), A. Farrant (BGS), Société des Carrières du Val de Seine (Vernon), B. Maire (BRGM), J.C. Staigre (Centre Normand d'Etude du Karst) and P. Rabelle (Spéléo Club des Abymes) for their help.

#### REFERENCES

- Baboux, J. (1997). Les carrières de pierre de Vernon. Amis des Monuments et Sites de l'Eure, Eure, 35 pp.
- Blanc, A., Gély, J.P. (2017). Stone from medieval churches located to the South and East of Paris. En: Working with Limestone. The Science, Technology and Art of Medieval Limestone Monuments (V. Olson, Ed.). Routledge, London (UK).
- Bone, D., Bone, A. (2000). Lavant Stone: A late Roman and medieval building stone from the chalk (Upper Cretaceous) of West Sussex. *Proceedings of the Geologists' Association*, 111, 193-203.
- Bristow, C.M. (2013). The geology of the building and decorative stones of Cornwall, UK. Special Publications, 391 (Stone in Historic Buildings: Characterization and Performance), 93-120.
- Cirelli, C., Tůmová H., Přikryl, R. (2016). Late Antique marble trade: new insights obtained from stone artefacts from the San Severo complex (Ravenna, Italy). Special Publications (Sustainable use of traditional geomaterials in construction practice), 416, 35–46.
- Cordiner, R.J. (2013). The variety and distribution of building stones used in the churches of West Sussex, England, from AD 950 to 1850. *Special Publications, 391 (Stone in Historic Buildings: Characterization and Performance),* 121-137.
- Dujardin 2006 L'utilisation de la pierre dans la construction rurale en Normandie aux époques médiévale et modern. *In Situ*, 7, 1-10.
- Mortimore, R.N. (2018). Late Cretaceous to Miocene and Quaternary deformation history of the Chalk: Channels, slumps, faults, folds and glacitectonics. *Proceedings of the Geologists' Association*, 130, 27–65.
- Reniere, S., Dreesen, R., Fronteau, G., Gluhak, T., Goemaere, E., Hartoch, E., Picavet, P., De Clercq, W. (2016). Querns and mills during Roman times at the northern frontier of the Roman Empire (Belgium, northern France, southern Netherlands, western Germany): Unravelling geological and geographical provenances, a multidisciplinary research Project. *Journal of Lithic Studies*, 3, 403-428.
- Rožič, B., Gale, L., Brajković, R., Popit, T., Žvab Rožič, P. (2018). Lower Jurassic succession at the site of potential Roman quarry Staje near Ig (central Slovenia). *Geologija* 61 (1), 49-71.



# CAMBIOS CLIMÁTICOS DURANTE LOS ÚLTIMOS 37.000 AÑOS DETECTADOS EN EL SE DEL GOLFO DE VIZCAYA POR MEDIO DE FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS



A. Pascual<sup>(1)</sup>, J. Rodríguez-Lázaro<sup>(1)</sup>, Z. Varela<sup>(1)</sup>, B. Martínez-García<sup>(1)(2)(3)</sup>

 (1) Dpto. Estratigrafía y Paleontología. Fac. Ciencia y Tecnología. Universidad del País Vasco UPV/EHU. Barrio Sarriena s/n 48940. Leioa, Bizkaia. <u>ana.pascual@ehu.eus; julio.rodriguez@ehu.eus; zeltia.varela@ehu.eus; blancamaria.martinez@ehu.eus</u>
 (2) Sociedad de Ciencias Aranzadi, Centro Geo-Q, Mendibile kalea, 48940 Leioa, Spain.

(3) Universidad Complutense de Madrid UCM, Fac. Ciencias Geológicas, Dpto. Petrología y Geoquímica. Ciudad Universitaria, 28040 Madrid, Spain

Abstract (Climate changes during the last 37,000 years detected in the SE Bay of Biscay based on benthic foraminifera): Benthic foraminifera have revealed the palaeoclimatic and palaeoceanographic changes occurred in the SE Bay of Biscay between MIS (Marine Isotope Stage)3 and the most recent MIS 1. Cassidulina laevigata dominated during Heinrich 1 (H1), Younger Dryas (YD). Hyalinea balthica was along the H 1. Bulimina gibba is the species that indicates the Bøling-Allerød (B / A). Globobulimina affinis characterizes H1b and the middle Holocene, while Uvigerina peregrina is more abundant during the whole Holocene. Main assemblages, diversity, oceanity index, percentage of allochthonous coastal species and species indicating oxygen levels, allowed us to characterize different environmental factors: depth, temperature, dissolved oxygen, amount of organic matter, processes of upwelling or circulation of the AMOC.

**Palabras clave:** Paleoclimatología, foraminíferos bentónicos, MIS3-MIS1, Golfo de Vizcaya *Key words:* Palaeoclimatology, Benthic foraminifera, MIS3-MIS1, Bay of Biscay

## INTRODUCCIÓN

El clima de la Tierra está condicionado por la interacción entre la atmósfera y el océano al existir entre ambos un intercambio de calor y de CO<sub>2</sub>. Este calor es transmitido tanto por las corrientes oceánicas superficiales como por la circulación profunda o termohalina que lo distribuye entre las diferentes masas de agua del océano. Por tanto, conocer la dinámica marina es fundamental para poder entender de manera global el Cambio Climático. En este contexto, el Atlántico parece ser el motor de la dinámica oceánica global, al generar nuevas masas de agua que recorren posteriormente el resto de los océanos, como una cinta transportadora, repartiendo calor desde las latitudes bajas al resto del planeta. Conocer los cambios en la circulación profunda del Atlántico (AMOC, Atlantic Meridional Overturning Circulation) es fundamental a la hora de explicar los cambios climáticos milenarios de periodos fríos v cálidos de nuestro clima a lo largo del Cuaternario (Rahmstorf et al., 2015).

La relación entre paleoceanografía y paleoclimatología se ha establecido en gran medida mediante el estudio comparativo de indicadores (proxies) biológicos y bio-geoquímicos que evalúan las diferentes respuestas a las fluctuaciones atmosféricas tanto de la superficie como del fondo marino. Uno de esos indicadores son los foraminíferos presentes en los sedimentos. Así, la respuesta de los foraminíferos bentónicos a estos rápidos cambios climáticos se ha analizado en varios trabajos recientes en el Golfo de Vizcava. En la plataforma marina han sido estudiados los eventos ocurridos entre el Marine Isotopic Stage 3 (MIS 3) y el Holoceno (García et al., 2013; Martinez-Garcia et al., 2014), mientras que en aguas profundas se han estudiado las oscilaciones climáticas del último ciclo glaciar entre el MIS 5 y el MIS 1 (Rodríguez-Lázaro et al., 2017). El objetivo de este estudio es proporcionar nuevas pruebas de la respuesta bentónica a los rápidos cambios climáticos producidos durante el último ciclo glaciar, en un contexto oceanográfico de diferente batimetría.

## LOCALIZACIÓN

El área de estudio se encuentra al SE del Golfo de Vizcaya (Fig. 1), más concretamente al norte del cañón de Cap-Breton a 700 m de profundidad, en las coordenadas: Latitud (WGS84) 43.836256 y Longitud (WGS84) -2.123051.

De acuerdo al tipo de masas de agua que se encuentran en el Golfo de Vizcaya, la zona de estudio se localiza en el límite entre la MOW (Mediterranean Outflow Water), que ocupa la batimetría comprendida entre 1300 y 700 m y la ENACW (East North Atlantic Central Water) situada a menos de 700 m de profundidad.

## METODOLOGÍA

Se ha estudiado el testigo sedimentario PP 10-12 extraído durante la campaña oceanográfica SARGASS en el año 2011, al S de la Plataforma de las Landas (Fig. 1). Se trata de un testigo continuo limo-arcilloso, fraccionado cada centímetro, del que se han analizado 121 muestras. Estas han sido lavadas y tamizadas, recogiéndose la fracción mayor de 63  $\mu$ m, siguiendo las técnicas estándar del procesado micropaleontológico (Murray, 2006). Se han extraído unos 300 foraminíferos bentónicos por muestra, así como los foraminíferos planctónicos presentes en la separación, que han sido clasificados siguiendo la normativa taxonómica de Loeblich y Tappan (1988), entre otros, y puesta al día en WoRMS (última visita 20-3-2019).





Fig. 1: Localización geográfica del testigo PP 10-12 en el Golfo de Vizcaya.

Además, se ha calculado el índice de diversidad simple S (número de especies por muestra) y el índice de oceanidad IO (proporción entre el número de foraminíferos planctónicos y la totalidad de foraminíferos), utilizado para estimar la paleobatimetría (Murray, 1976). Han sido establecidas las proporciones entre las especies indicadoras de niveles de oxígeno siguiendo la clasificación de Kaiho (1994), así como el porcentaje de especies costeras alóctonas presentes en cada muestra (Rodriguez Lázaro et al., 2017).

## RESULTADOS

## Estratigrafía: modelo de edad

El modelo de edad es el resultado de 11 dataciones absolutas C<sup>14</sup> (laboratorio Beta Analitic Inc, Florida) junto con los porcentajes de la especie de foraminífero planctónico *Neogloboquadrina pachyderma* sin (Ehrenberg). Estos datos han sido correlacionados con el sondeo de referencia del hielo de Groenlandia NGRIP GICC05 versión 10-12-2014 (Rasmussen et al., 2014; Seierstad et al., 2014) y con el del margen ibérico MD95-2042 (Shackleton, 2001). El modelo de edad del testigo PP10-12 permite agrupar las muestras en unidades que van desde el MIS 3 al MIS 1 (Fig. 2), en edades comprendidas entre 36.710 y 2.430 años cal BP.

## Análisis micropaleontológico

Un total de 35.630 foraminíferos bentónicos agrupados en 176 especies han sido identificados en este trabajo. Las especies principales (>10% de la totalidad del testigo) son: Cassidulina laevigata d'Orbigny y Uvigerina peregrina Cushman. Bulimina gibba Fornasini e Hyalinea balthica (Schröter) son especies secundarias (5-10%). Otras especies importantes (1-5%) son: Bolivina spathulata (Williamson), Bolivina subaenariensis Cushman, Chilostomella oolina Schwager, Cibicidoides Globobulimina pachyderma (Rzehak), affinis (d'Orbigny), Globocassidulina subglobosa (Brady), Melonis barleeanus (Williamson), Nonionoides turgidus (Williamson) y Sigmoilopsis schlumbergeri (Silvestri) (Figura 2).

## DISCUSIÓN

De acuerdo a la ecología de las especies de foraminíferos bentónicos que aparecen a lo largo del testigo PP10-12 se deduce que durante el MIS 3 las aguas eran templadas en el SE del Golfo de Vizcaya, como lo pone de manifiesto la presencia de las especies *C. laevigata* y *U. peregrina* (Rasmussen et al., 2002). Sin embargo, llegaban estacionalmente flujos de agua frías con alto contenido en materia orgánica, de ahí la presencia de *H. balthica*, especie dominante durante el MIS 3 (Ross, 1984), y menos

oxigenadas como lo refleja la presencia *de B.* subaenariensis indicadora de disoxia ( $O_2$ : 0,1-0,3 ml/l) (Kaiho, 1994). Estos flujos de materia orgánica eran intermitentes como lo atestigua la aparición en algunos niveles de *C. pachyderma*, propia de aguas oligotróficas con alta concentración de oxígeno y escasos nutrientes (Schmiedl et al., 2000). Al final del MIS 3 aumenta la inestabilidad en los ambientes bentónicos, puesto que el número de especies disminuye drásticamente de 48 hasta 21.

La llegada de aguas frías con alto flujo de materia orgánica se repite al comienzo del MIS 2. A lo largo del Último Máximo Glaciar LGM (Last Glacial Maximum) va descendiendo el nivel marino (IO= (de 59 a 43) y las aguas, muy frías, se vuelven cada vez más disóxicas como lo señala la presencia masiva de ejemplares de *B. subaenariensis* (Fig. 2). Durante el Heinrich H 1a las aguas son cada vez más frías al aumentar el porcentaje de *H. balthica.* 

En el H 1 las aguas son aún más frías puesto que la especie dominante es H. balthica (hasta el 50%). Estas aguas estaban bien oxigenadas, como lo demuestra el elevado número de especies óxicas  $(O_2 > 1.5 \text{ ml/l})$  presentes en el sedimento (< 67%). En este periodo se registra una gran inestabilidad en el medio puesta de manifiesto por la continua oscilación en el número de especies (22-48) y en el índice de oceanidad (IO: 24-87), así como por la entrada masiva de especies costeras, en especial Nonion commune (d'Orbigny) en los momentos de bajada del nivel del mar. Esta inestabilidad viene acompañada de la llegada episódica de aguas más cálidas como lo atestigua la proliferación de la especie B. spathulata, cuyos individuos viven preferentemente a temperaturas de entre 17 y 25°C (Murray, 2006). Estos cambios climáticos abruptos están relacionados con episodios de reducción de la corriente termohalina (Obbink et al., 2010).

La inestabilidad se mantiene a lo largo del H 1b. Las aguas frías representadas por H. balthica son pobres en oxígeno, de ahí la aparición de GI. affinis y N. turgidus, especies oportunistas asociadas al aumento de nutrientes y hábitats pobres en oxígeno (Bernhard y Sen Gupta, 1999). Es muy posible que esta carencia de oxígeno sea el resultado de la ralentización de la AMOC, debido a la descarga de agua dulce generada en la deglaciación a partir del final del LGM. Globobulimina affinis indica en particular condiciones de disoxia e incluso de anoxia (Fontanier et al., 2002). Hacia techo del H 1b, esta especie batial es sustituida por Ch. oolina, entremezclada con un gran número de especies costeras (30%). Chilostomella oolina es típica de zonas donde la materia orgánica lábil es introducida en ambientes altamente disóxicos o anóxicos. sustituyendo a Gl. affinis cuando esta materia orgánica es de mejor calidad (Fontanier et al., 2002). Por lo tanto, esta especie señalaría la mejora de las condiciones en las aguas superficiales. El límite entre el MIS 2 y el MIS 1 viene marcado por un importante descenso en el índice de oceanidad (IO=33) y una caída de la diversidad (S=31).

Al comienzo del MIS 1 el índice de oceanidad sigue estando por debajo de la media del testigo (IO<60).



Durante el Bølling-Allerød (B/A), el dominio de especies disóxicas (>50%) indica unas aguas muy pobres en oxígeno donde domina *B. gibba.* Esta es una especie de aguas cálidas (13-17°C) extremadamente eutrófica y anóxica, indicadora de medios bentónicos con poca ventilación (Fontanier et al., 2002). En este ambiente cálido, se registra la llegada de aguas más frías en intervalos concretos, puestos de manifiesto por la presencia de *C. laevigata, Ch. oolina* o *M. barleeanus.* 

El B/A y el Younger Dryas (YD) comienzan y terminan con un descenso importante en el número de especies (S<30) y con el aumento del número de ejemplares de *U. peregrina*. La presencia mayoritaria de *C. laevigata* a lo largo del YD, indica de nuevo la llegada estacional de flujos con gran contenido en materia orgánica (Rasmussen et al., 2002). El índice de oceanidad se mantiene por debajo de la media (IO=40-55). Esas aguas van aumentando de temperatura al final del episodio, puesto que en el límite entre el YD y el Holoceno inferior aparece la especie de aguas cálidas *B. spathulata*.

En el Holoceno inferior (Groenlandiense) la presencia de *U. peregrina* indica aguas más templadas. Los abundantes ejemplares de *C. laevigata* indicarían además la llegada de aguas más frescas, poco oxigenadas con un alto contenido en materia orgánica relacionadas con upwelling o con un flujo de tipo estacional (Rasmussen et al., 2002). El índice de oceanidad va aumentando hacia techo del episodio (IO>75%). Es muy posible que este ascenso del nivel de mar sea la consecuencia del pulso de deshielo MWP 1B (Meltwater Pulse 1B) detectado en este testigo entre 11.480 y 11.180 años cal BP (límite YD/ Holoceno inferior).

El límite entre el Holoceno inferior y medio (Groenlandiense/Nordgripiense) viene señalado por la presencia de aguas mucho más frías y con aun menor oxígeno al aparecer *H. balthica* y *Gl. affinis.* Estas características son indicativas del evento de enfriamiento del Holoceno HCE 5 (Holocene Cooling Event 5), a 8,2 Ka BP (nivel 251 cm en el testigo) en el que el clima se volvió más frío y seco al ralentizarse la AMOC. Sin embargo, poco a poco va aumentando la temperatura del agua, como lo demuestra la presencia mayoritaria de *U. peregrina* y un máximo de especies subóxicas (O<sub>2</sub>: 0,3-1,5 ml/l). El ambiente se va haciendo más estable, a lo largo del episodio, con escasa presencia de especies costeras (<2%), lo que supone una reducción en el número total de especies (S media = 35), y el mantenimiento de los valores del índice de oceanidad (IO media =74). Esta estabilidad se conserva en el Holoceno superior (Megalayense), donde además de U. peregrina, está presente Bigenerina nodosaria d'Orbigny. Esta especie habita en aguas con temperaturas de unos 15°C (Mathieu, 1986), lo que confirma este aumento de la temperatura. A techo del testigo entre 2823 y 2430 años cal. BP, las aguas presentan mayor concentración de oxígeno, como lo atestiguan los abundantes ejemplares de C. pachyderma.

## CONCLUSIONES

El MIS-3 se caracteriza por la existencia de aguas templadas donde domina la asociación *C. laevigata* y *U. peregrina*. Al final del episodio, al igual que en el comienzo del MIS 2, el LGM y el H 1a, *H. balthica* indica aguas más frías y menos oxigenadas.

La falta de oxigeno en el agua es más importante a finales del MIS 3, H 2 y el LGM como lo refleja la presencia *de B. subaenariensis.* 

Durante el H 1 "*sensu estricto*" las aguas son más frías y el ambiente se hace más inestable con continuas oscilaciones del nivel marino relacionadas con episodios de reducción de la AMOC, que se repite en el H 1b y donde *G. affinis* señala momentos de anoxia en el bentos.

En el B/A, *B. gibba* indica aguas más cálidas, pero poco ventiladas. *Cassidulina laevigata* es mayoritaria en el YD y Holoceno inferior señalando aguas frescas poco oxigenadas con alto contenido en materia orgánica. El límite entre el YD y el Holoceno inferior viene dado por el evento MWP-1B, mientras que el límite Holoceno inferior-medio aparece representado por el evento HCE 5.

En el Holoceno medio se suavizan las temperaturas (*U. peregrina*, especie mayoritaria) y el ambiente se hace más estable, manteniéndose en el Holoceno superior, donde en los años más recientes las aguas marinas se encuentran mejor oxigenadas.



Fig. 2: Distribución de las especies de foraminíferos bentónicos más abundantes (>10% en alguna de las muestras) del testigo PP 10-12.



**Agradecimientos:** Este trabajo ha sido financiado por HAREA-Coastal Geology Research Group (EJ/GV, IT 976-16) y por el Ministerio de Economía y Competitividad de España MINECO (CHIMERA project, CTM2016-75411-R).

### REFERENCIAS

- Bernhard J.M., Sen Gupta B.K. (1999) Foraminifera of oxygen-depleted environments. En: *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publishers. Springer, Dordrecht, 201-216.
- Fontanier, C., Jorissen, F.J., Licari, L., Alexandre, A., Anschutz, P., Carbonel, P. (2002). Live benthic foraminiferal faunas from the Bay of Biscay; faunal density, composition and microhabitats. Deep-sea research I, 49(4), 751-785.
- Garcia, J., Mojtahid, M., Howa, H., Michel, E. (2013). Benthic and Planktic Foraminifera as Indicators of Late Glacial to Holocene Paleoclimatic Changes in a Marginal Environment: An Example from the Southeastern Bay of Biscay. *Acta Protozoologica*, 52, 161-180.
- Kaiho, K. (1994). Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean. *Geology*, 22(8), 719-722.
- Loeblich, A.R., Tappan, H. (1988). Foraminiferal Genera and Their Classification, Van Nostrand Reinhold, New York, 970 pp.
- Martínez García, B., Bodego, A., Mendicoa, J., Pascual, A., Rodríguez-Lázaro, J. (2014). Late Quaternary (Marine Isotope Stage 3 to Recent) sedimentary evolution of the Basque shelf (southern Bay of Biscay). *Boreas*, 43(4), 973-988.
- Mathieu, R. (1986). Sédiments et foraminifères actuels de la Marge Continentale Atlantique du Maroc. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 420 pp.
- Murray, J.W. (1976). A method of determining proximity of marginal seas to an ocean. *Marine Geology*, 22(2), 103-119.
- Murray, J.W. (2006) *Ecology and applications of benthic foraminifera*. Cambridge University Press, Cambridge, (UK.), 426 pp.
- Obbink, E.A., Carlson, A.E., Klinkhammer, G.P. (2010). Eastern North American freshwater discharge during the Bolling-Allerod warm periods. *Geology*, 38, 171-174.
- Rahmstorf, S., Box, J.E., Feulner, G., Mann, M.E., Robinson, A, Rutherford, S., Schaffernicht, E. J. (2015). Exceptional twentieth-century slowdown in Atlantic

Ocean overturning circulation. *Nature Climate Change*, 5, 475–480.

- Rasmussen, T.L., Thomsen, E., Troelstra, S.R., Kuijpers, A., Prins, M.A. (2002). Millennial-scale glacial variability versus Holocene stability: changes in planktic and benthic foraminifera faunas and ocean circulation in the North Atlantic during the last 60000 years. *Marine Micropaleontology*, 47(1-2), 143-176.
- Rasmussen, S.O., Bigler, M., Blockley, S.P., Blunier, T., Buchardt, S.L., Clausen, H.B., Cvijanovic, I, Dahl-Jensen, D., Johnsen, S.J., Fischer, H., Gkinis, V., Guillevic, M., Hoek, W.Z., Lowe, J.J., Pedro, J.B., Popp, T., Seierstad, I.K., Steffensen, J.P., Svensson, A.M., Vallelonga, P., Vinther, B.M., Walker, M.J.C., Wheatley, J.J., Winstrup, M. (2014). A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews*, 106, 14-28.
- Rodríguez-Lázaro, J., Pascual, A., Cacho, I., Varela, Z., Pena, L.D. (2017). Deep-sea benthic response to rapid climatic oscillations of the last glacial cycle in the SE Bay of Biscay. *Journal of Sea Research*, 130, 49-72.
- Ross, C.R. (1984). *Hyalinea balthica* and its late Quaternary paleoclimatic implications: Strait of Sicily. *Journal of Foraminiferal Research*, 14,134-139.
- Schmiedl, G., Bovee, E., Buscail, R., Charriere, B., Hemleben, C., Medernach, L., Picon, P. (2000). Trophic control of benthic foraminiferal abundance and microhabitat in the bathyal Gulf of Lions, western Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology*, 40, 167-188.
- Seierstad, I.K., Abbott, P.M., Bigler, M., Blunier, T., Bourne, A.J., Brook, E., Buchardt, S.L., Buizert, C., Clausen, H.B., Cook, E., Dahl-Jensen, D., Siwan M. Davies, S.M., Guillevic, M., Johnsen, S.J., Pedersen, D.S., Popp, T.P, Rasmussen, S.O., Severinghaus, J.P., Anders Svensson, A., Vinther, B.M. (2014). Consistently dated records from the Greenland GRIP, GISP2 and NGRIP ice cores for the past 104 ka reveal regional millennial-scale õ180 gradients with possible Heinrich event imprint. *Quaternary Science Reviews*, 106, 29-46.
- Shackleton, N.J. (2001). δ<sup>18</sup>O (planktic foraminifera) of sediment core MD95-2042. *PANGAEA*.58229, <u>http://doi.pangaea.de/10.1594</u>
- WoRMS Editorial Board (2019). http://www.marinespecies.org/foraminifera



## GEOLOGICAL CHARACTERIZATION OF COASTAL DUNES IN GRAN CANARIA (SPAIN) BY SEDIMENTOLOGIC, MICROPALAEONTOLOGIC AND PETROGRAPHIC ANALYSES



I. Alonso <sup>(1)</sup>, S. Rodríguez <sup>(1)</sup>, L. Hernández-Calvento <sup>(1)</sup>, J. Mangas <sup>(1)</sup>, I. Sánchez-Pérez <sup>(1)</sup>, I. Menéndez <sup>(1)</sup>, M.J. García<sup>(1)</sup>, I. Montoya <sup>(1)</sup>, M. Casamayor <sup>(1)</sup>

(1) Instituto de Oceanografía y Cambio Global IOCAG, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Edificio de Ciencias Básicas, Campus de Tafira, 35017 Las Palmas, Spain.ignacio.alonso.bilbao@ulpgc.es

Resumen (Caracterización geológica de dunas costeras en Gran Canaria (España) mediante análisis sedimentológicos, micropaleontológicos y petrográficos): Los materiales subyacentes del sistema de dunas móviles del campo de dunas de Maspalomas se han estudiado mediante diversas técnicas geológicas y micropaleontológicas sobre muestras obtenidas mediante sondeos. Los resultados indican que el depósito sedimentario está formado por dos unidades. La unidad inferior se formó a partir de aportes constantes y cada vez más significativos de los barrancos próximos, depositados bajo el agua en un ambiente de poca energía. En la unidad superior los aportes terrestres son mucho menos significativos. El escaso número de foraminíferos presente en esta segunda unidad podría interpretarse como resultado de cambios relativos del nivel del mar, aunque también como resultado de un evento de muy alta energía.

**Palabras clave:** Análisis granulométrico, foraminíferos, aporte de sedimentos, evento de alta energía. *Key words: Grain-size analysis, foraminifera, sediment provenance, high-energy event.* 

## INTRODUCTION

The Maspalomas dunefield is located at the southernmost point of Gran Canaria Island, partially over a fan delta associated to the mouth of the Fataga-Maspalomas ravine (Pérez-Chacón et al., 2007; Fontán et al., 2013). On top, the only transgressive dunefield in the island occurs.

The dunes migrate from the input area along El Inglés beach towards the southwest transported by the trade winds, which blow from the ENE. After crossing the system, the dunes reach Maspalomas beach, where they enter back into the ocean (Fig 1). The dune morphologies are mostly barchans and barchanoid dune ridges, as well as nebkhas associated with the vegetation in the eastern foredune.

The sedimentological characteristics of the dune sediments were addressed by Alonso et al., (2011), who states that on average 60% of the sediments are marine bioclasts and 40% terrigenous materials. Between the former group, fragments of calcareous algae are the most abundant, followed by molluscs, with bryozoans and foraminifera in very small proportion. Regarding the lithoclastic materials, the most abundant ones are ferromagnesium minerals and felsic rocks, which account for 60% of the terrigenous portion. The rest are fragments of basic rocks, other minerals and volcanic glasses.

The thickness of the aeolian deposit is not homogeneous along the dunefield. It is nearly nonexistent in many parts of the central area, were many outcrops of the underlying materials (alluvial and carbonated rocks, typical of alluvial-aeolian interference systems) can be observed (Pérez-Chacón et al., 2007). On the other hand, the aeolian deposit is 15-20m thick at the eastern part. To date in this last sector no outcroppings of those sedimentary materials have been detected, but only sands. According to Alcántara-Carrió and Fontán (2009), these differences reflect the eastward progradation of the coastline, although El Inglés beach has remained relatively constant over the last 50 years (Alonso et al., 2001; Smith et al, 2017).

With all these in mind, the aim of this study is to characterize the underlying materials of the eastern part of the dunefield, in order to get insights on its formation.

## METHODS

Two drill cores named S1 and S3 were obtained at two different locations along El Inglés beach by means of a TP50-D drilling vehicle with rotational head. Location was selected considering that this is the area with the higher sediment thickness. Length of S1 and S3 drill cores were 19 and 16m respectively (Fig 2). In both sites drilling depth was down to a rocky basement. Since the drilled material is unconsolidated sediment, it was not possible to recover a continuous core, but discrete samples that were related to the corresponding drilling depth.

The detailed analysis of samples collected from both corers include grain size analysis through dry sieving at 0,5 Ø intervals for the sand-size fraction and pipette method for silts and clays. Determination of carbonate content was performed by Bernard method, organic matter following Walkey & Black method, grain roundness using a binocular microscope, petrographic studies by thin sections and foraminifera were classified following Loeblich and Tappan (1987). Approximately one sample every 50cm was used for the grain size and carbonate content determinations, while selected samples were used of the rest of analyses.





Fig. 1: Location map of the Canary Islands (A), closer view of the southern part of Gran Canaria showing the different branches of the Fataga-Maspalomas ravine (B) and aerial view of Maspalomas dune field, between El Inglés and Maspalomas beaches (C).



Fig. 2: Drilling vehicle on site ready to proceed with the drill process.

#### **RESULTS AND DISCUSSION**

Results show that for most of the different analysis carried out, there is a quite large variability between contiguous samples. Therefore, there is a continuous succession of peaks and lows along the log plot. Nevertheless, for most of the variables involved it is possible to identify two opposite trend lines separated at the depth of 8m. It means that when a certain variable increases upward between 0-8m, same variable decreases upward between 8-19m (8-16m for S3).

This pattern is clearly noticeable in both cores, with a break point located at 8m depth. This fact has allowed differentiating two sedimentary units within the deposit.

The lower unit extends from the lower limit of the corer up to 8m depth. In this unit the average content of silt and clay is 26,6% and 23,6% for S1 and S3 respectively, which is a significant portion of fine materials. However, apart from the data, there is a clear upward increasing trend for silts and clays in both drill cores (fig. 3). Basic and felsic fragments of rocks follow the same pattern as silts and clays. Considering the environmental setting, silts and clays can only be explained as alluvial inputs. The higher proportion of fragments of rocks is also indicative of runoff through the Fataga-Maspalomas ravine, as well as from other small ravines located around the dunefield.





Fig. 3: Depth plots of sand, silt and clay for both drill sites. Thick lines correspond to linear regression fits, which show the different pattern associated with both units in the deposit.

Furthermore, the high amount of foraminifera, including some planktonic shells, indicates that these terrestrial materials were deposited under marine conditions.

On the other hand, the higher unit extends from the depth of 8m up to the surface. During this second unit, the average content of silt and clay is 15,4% and 11,7% for S1 and S3 respectively, much lower values than those found in the lower unit. In this case, these variables shows an upward decline (Fig. 3). Same pattern is found for the amount of rock fragments. As a result, sand-size fragments of calcareous seaweeds mostly form this unit. This fact reflects a weaker influence of inland contributions compared to the lower unit. In other words, this upper unit indicates a much stronger contribution of marine inputs.

Regarding the foraminifera content, the number of individuals present in this upper unit is much smaller in any of the cores compared to the lower unit. This difference could be explained either by the smaller contribution of marine inputs or by considering that this area was not any more below water.

The first possibility does not agree with the increasing amount of calcareous seaweeds, which is a consequence of marine inputs. The second option is not easy to explain. Considering that the beginning of this unit is located 8m bellow surface, and that the dunefield ground surface is approximately 1m above MSL, it indicates that the initial stages of this unit took place when the sea level was approximately 7m below present MSL.

How could it be that a huge amount of marine sediments accumulates 7m below water but incorporating only a very small number of foraminifera? There are two possible answers to this question. First relates to sea level changes, so that if sea level had presented a quick relative drop of 5-7m followed by a slower sea level rise, the area would have become much shallower. In these conditions the area would be in the surf zone, so that an accreting beach would steadily incorporate marine sediments, but the lack of a minimum water depth would explain the small amount of foraminifera.

Second possible answer relates to the sedimentation rates. Under very high-energy conditions, marine sedimentary deposits that were located below depth of closure could have been moved onshore. As far as these marine deposits become located in shallower areas, they would be available to enter into the littoral dynamics. Therefore, they could be moved by normal waves and be pulled up to the beach face, allowing the formation of El Inglés beach. From there, wind would be responsible of transporting these materials inland, and consequently the current mobile dunefield would have developed. This process would not be instantaneous, but the sedimentation rate would be much higher than it was in the previous unit. The only possible foraminifera would be those that were already settled in the original deposit.

## CONCLUSIONS

The Maspalomas dunefield is partially (western) located on top of an alluvial fan, which is the result of runoff through the Fataga-Maspalomas ravine, and partially (eastern) on a sandy deposit. This last one consists of two different sedimentary units: the lower one extends from the bedrock (located between 16 and 19m below nowadays surface) up to a depth of 8m, and the upper unit which extends from 8m depth up to surface.

Around 25% of sediments in the lower unit is silts and clays, which follows an upwards increasing trend. There is also a high amount of foraminifera, including some planktonic individuals. From both facts, we can assume that inland inputs proceeding from ravines were steadily deposited below water mixed with marine sediments. This deposition took place until the deposit was approximately 7m below present MSL (8m below ground surface).

The upper unit shows much lower values of fine sediments, which additionally follow an opposite trend. This fact, coupled with the increasing amount of calcareous seaweeds, indicate that marine sediments mostly form the upper part of the deposit. The low amount of foraminifera found in this upper unit could be either an indication of relative sea-level changes or the consequence of a very high-energy event.

## Acknowledgements:

This work is a contribution to the contract project "Estudio integral de la playa y dunas de Maspalomas", funded by the Spanish Ministry of Environment (2007), and to the research project CSO2010-18150 funded by National Plan R+D+i (innovation) from the Spanish Ministry of Science and Technology.

## REFERENCES

Alcántara-Carrió, J. and Fontán, A. (2009). Factors Controlling the Morphodynamics and Geomorphologic



Evolution of a Cuspate Foreland in a Volcanic Intraplate Island (Maspalomas, Canary Islands). *J. Coastal Res.*, Sp Iss 56, 683-687.

- Alonso, I., Montesdeoca, I., Vivares, A., Alcántara-Carrió, J. (2001) Variabilidad granulométrica y de la línea de costa en las playas de El Inglés y Maspalomas (Gran Canaria). *Geoternas* 3(1), 39–42.
- Alonso. I., Hernández, L., Alcántara-Carrió, J., Cabrera, L., Yanes, A. (2011). Los grandes campos de dunas actuales de Canarias. In: *Las dunas de España.* (E. Sanjaume and F.J. Gracia, eds) Sociedad Española de Geomorfología, Madrid, 467–496.
- Fontán, A., Alcántara-Carrió, J., Montoya, I., Barranco, A., Albarracín, S., Rey, J., Rey, J. (2013). Distribution and thickness of sedimentary facies in the coastal dune, beach and nearshore sedimentary system at Maspalomas,

Canary Islands. Geo-Mar Lett. 33, 117-127.

- Loeblich, A.R.JR., Tappan, H. (1987): Foraminiferal Genera and Their Classification. Ed: Van Nostrand Reinhold Company, New York, 970 pp-847 plates.
- Pérez-Chacón, E., Hernández, L., Hernández-Cordero, A., Máyer, P., Romero, L., Alonso, I., Mangas, J., Menéndez, I., Sánchez-Pérez, I., Ojeda-Zújar, J., Ruiz, P., Alcántara-Carrió, J. (2007). *Maspalomas: claves científicas para el análisis de su problemática ambiental*. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria (38 pp.).
- Smith, A. B., Jackson, D. W. T., Cooper, J. A. G., Hernandez-Calvento, L. (2017). Quantifying the Role of Urbanization on Airflow Perturbations and Dunefield Evolution. *Earth's Future* 5(5), 520-539.



## **EL HOLOCENO EN CANARIAS**



A. Lomoschitz<sup>(1)</sup>, A. Rodríguez Santana<sup>(2)</sup>, A.J. G. Ramos<sup>(3)</sup>, J. F. Betancort<sup>(4)</sup>, J. Coca<sup>(3)</sup>, J. Meco<sup>(4)</sup>

(1) Instituto de Oceanografía y Cambio Global, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Unidad Asociada ULPGC-CSIC, 35017-Las Palmas de Gran Canaria, España. <u>alejandro.lomoschitz@ulpgc.es</u>

(2) Dpto. Física, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 35017-Las Palmas de Gran Canaria, España. angel.santana@ulpgc.es

(3) Estación Espacial SEAS Canarias, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. <u>antonio.ramos@ulpgc.es</u>, jcoca@pesca.gi.ulpgc.es

(4) Dpto. Biología (Paleontología), Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 35017-Las Palmas de Gran Canaria, España. joaquinfrancisco.meco@ulpgc.es, juanbetancort@gmail.com

**Abstract (The Holocene in the Canary Islands):** Fuerteventura (Canary Islands) hosts the most representative emergent Holocene marine deposits in the middle latitudes of the eastern Atlantic Ocean. The deposits consist of berms and beachrocks suggesting a cyclical cause as the orbital movement of the Earth. Radiocarbon ages place a group at around 4.2 kyr BP and another group at around 1.4 kyr BP. They have been recorded at 4 m and 3.5 m apmsl respectively. The present-day tidal amplitude is around 3 m. Assuming a similar value for the Holocene, the corresponding relative sea level rises were around 2.5 m and 2 m apmsl respectively. During these two periods, the sea surface temperatures at the southern tip of the Canary Current were colder than the present-day SST. Intercalated terrestrial deposits indicate a lowering of the sea-level at ca. 3 kyr BP.

Palabras clave: Clima holoceno, nivel marino, Océano Atlántico del NE Key words: Holocene climate, Sea-level, NE Atlantic Ocean

## INTRODUCCIÓN

Dos circunstancias determinantes han permitido la formación de depósitos costeros cementados (*beachrocks*) en Fuerteventura, Islas Canarias, de singular importancia por su extenso desarrollo y por la información climática que han proporcionado. Estas circunstancias (Meco et al., 2018) consisten en la situación oceánica en plena Corriente de Canarias y en la cercanía al Trópico de Cáncer (Fig. 1).



Fig. 1: Situación de Canarias (rectángulo) en relación con las perforaciones en hielos y oceánicas (círculos rojos) que proporcionan la información climática holocena. Notese su posición en la Corriente de Canarias (CC) frente a la costa de África (Meco et al., 2018).

La Corriente fría de Canarias surge a raíz del cierre de Panamá y la consecuente acumulación de hielos

en el Ártico (Meco et al., 2015). Los testigos de perforaciones de hielos en Groenlandia (Alley, 2004) y de los fondos marinos al sur de Canarias (Zhao et al., 1995), han permitido obtener las temperaturas holocenas del aire y de la superficie del mar en el hemisferio norte, respectivamente.

Por otra parte, la distribución geográfica de los depósitos intermareales cementados (en adelante *beachrocks*) entre los trópicos (Vousdoukas et al., 2007) coincide con lugares en que las variaciones de salinidad favorecen la cementación de los depósitos marinos de playa (Meco et al., 2018).

Las edades radiocarbónicas han permitido situar los depósitos marinos canarios en el tiempo y relacionarlos con las curvas de paleotemperaturas.

La presencia de fósiles terrestres, en niveles aluviales intercalados entre los depósitos marinos, de huellas fosilizadas de ganado y de concheros permiten deducir presencia humana prehispánica (Meco, 1993; Onrubia-Pintado et al.,1997). Los depósitos terrestres son fundamentalmente paleosuelos arenosos fosilíferos determinados por la vecindad de África del Norte (Meco et al., 2011).

## LOCALIZACIÓN

Aunque los depósitos marinos holocenos aparecen en todas las islas Canarias (Meco et al., 2018) es en la costa este de Fuerteventura (Fig. 2) donde aparecen más completos y proporcionan la mejor información de esta región atlántica, incluída la vecina costa africana y los otros archipiélagos próximos a ella.

En cuanto a los paleosuelos de componente eólica, estos aparecen en el norte (dunas de Corralejo) y en el sur (dunas de Jandía) de la isla.



## **METODOLOGÍA**

Se ha confirmado la ausencia de movimientos tectovolcánicos en la vertical, al menos de elevación, por técnicas topográficas (Leica, GPS System 530), tras obtener la altura de los depósitos marinos próximos del último interglacial. Se han utilizado dataciones radiocarbónicas calibradas de conchas de moluscos, contenidas en los depósitos marinos y terrestres, así como la paleogeografía de la fauna.

Se han obtenido las temperaturas de la superficie del mar (SST: *Sea Surface Temperature*) en la costa oeste de Fuerteventura mediante satélite (*OSTIA System*), y en el punto ODP658, frente a Mauritania, de donde hay registro de las SST holocenas con las que se han comparado. Y también se han considerado las curvas de T<sup>o</sup>C del aire obtenidas de testigos de hielo de Groenlandia y de la Antártida.

Además, se han reconocido los ambientes sedimentarios formadores de los depósitos, las circunstancias astronómicas y, finalmente, se ha comparado la distribución geográfica de los depósitos marinos con la de las concentraciones de sal en los océanos, junto a los aportes de aguas dulces debidas a la fusión de los hielos.

## RESULTADOS

Los depósitos marinos de la costa este de Fuerteventura consisten en bermas de gravas y en beachrocks (Tietz y Müller, 1971). En La Jaqueta, las bermas contienen conchas de moluscos que han sido datadas en ca 1423 años BP (edad calibrada). Los beachrocks aparecen en toda esta zona costera, pero son especialmente importantes en El Matorral (Fig. 3). Allí su anchura de exposición alcanza los 84 m y constituyen una clinoforma progradante, compuesta por unas 62 capitas de arenas finas a gravas medias cementadas, todas ellas con laminación interna paralela, e inclinadas levemente (3º) hacia el mar. Cada capita incluve de 60 a 170 laminas y resaltes escalonados por erosion diferencial. La capita superior tiene ca 1.476 años BP y es similar a la de la berma, lo que indica que ambos depósitos corresponden a la misma elevación del nivel del mar. Este beachrock cubre a otros más antiguos en La Monja y en Corralejo con edades entre 5.000 y 4.000 años BP (Fig. 2 y Fig. 4) (Meco et al., 2018). La altura máxima no está bien definida, pero en La Guirra están entre 1,5 m y 1 m por debajo, y son paralelos a los depósitos marinos del último interglacial, que están a 5,4 m por encima del nivel medio del mar actual (apmsl).

En La Jaqueta y en La Monja (Onrubia-Pintado et al., 1997) el máximo transgresivo en forma de berma de gravas está 2 m más alta que la berma actual. Como la amplitud de la marea era (Uehara et al., 2006) y es de 3 m, el nivel relativo del mar se situó a 2,5 m y 2 m *apmsl* respectivamente. Debajo del más reciente beachrock, y entre los más antiguos, hay un depósito aluvial con fragmentos de almagre (suelos quemados por lavas) y restos de animales domésticos que indican una bajada del nivel del mar hasta los 0 m hacia los 3.000 años BP.

En la zona del ODP658C (ODP: Ocean Drilling Program), al sur de Fuerteventura y en frente de la

costa de Mauritania, la Corriente de Canarias empieza a perder su carácter frío. El registro holoceno de las SST (Zhao et al., 1995) revela que los dos grupos de elevaciones del nivel del mar en Fuerteventura ocurrieron cuando las SST eran más bajas que las actuales en esos lugares (Fig. 4). Del mismo modo las temperaturas del aire obtenidas del sondeo GISP2 en Groenlandia indican que las elevaciones del nivel del mar en Fuerteventura tuvieron lugar durante fases frías en el hemisferio Norte. Una, alrededor del evento 4,2 Ka (Walker et al., 2012), y otra en la llamada Dark Age, cuando los Hunos llegan a las Galias, hace unos 1.450 años (Humlum et al., 2011). Finalmente, las elevaciones del nivel del mar en la vecina costa africana, especialmente las de Mauritania (Barusseau et al., 1989), son acordes con las subidas registradas en Canarias (Fig. 4).

Por otra parte, los depósitos holocenos más antiguos en Fuerteventura son paleosuelos arenosos que denotan episodios húmedos dentro de un clima árido general. Estos episodios quedan revelados por el aporte de polvo africano y lluvias atlánticas con la proliferación de vegetación sobre dunas. Esta vegetación se puebla con gasterópodos terrestres y de multitud de cámaras de puestas de langostas. Están datados en Jandía en ca 7.930 BP y ca 8.840 BP, y en Corralejo en ca. 9.800 BP (Meco et al., 2011). Es decir, se situan en el Holoceno antiguo o Groenlandiense e inicios del Holoceno medio o Norgripiense.



Fig. 2: Situación de los depósitos marinos holocenos con edades radiocarbónicas entre los depósitos del último interglacial y la costa este de Fuerteventura y corte sintético (Meco et al., 2018).

## DISCUSIÓN

El hecho de que el nivel del mar estuvo más alto que en la actualidad cuando la temperatura era más fría, tanto de la superficie del mar en el sur de la Corriente de Canarias como la del aire en el hemisferio norte, induce a considerar otra causa distinta que la directa fusión de hielos.

Los movimientos en la vertical quedan descartados por la circunstancia de que los depósitos holocenos discurren paralelos a los del último interglacial y



estos se encuentran a alturas normales en terrenos tectónicamente estables (Dutton y Lambeck, 2012).

Además, no existe un volcanismo próximo ni en espacio ni en tiempo. Los episodios violentos como tormentas o tsunamis quedan asimismo descartados por la geomorfología de los depósitos que indican que se formaron en un ambiente dilatado en el tiempo y tranquilo. Los efectos del ajuste glacioisostático (GIA) en regiones lejanas no explican la segunda elevación del nivel del mar tras la bajada de ca 3.000 años BP.

Por otra parte, los más de sesenta escalones de los beachrocks sugieren causas cíclicas como las astronómicas (Berger y Loutre, 1991) e inducen a relacionarlos con las mareas altas de otros tantos años y recuerdan el que un grado (1º) de precesión de la Tierra se recorre en 72 años. Además, el aumento de niveles por escalón podría relacionarse con la progresiva disminución en la excentricidad de la órbita terrestre. El registro de temperaturas en las perforaciones de la Antártida (Masson-Delmotte et al., 2004) constata una inversión climática entre el hemisferio norte y el sur durante las elevaciones marinas registradas en Fuerteventura. De modo que serían posiblemente debidas a aportes de agua dulce a los océanos, no homogéneos (fingerprints) (Bamber y Riva, 2010) por fusiones de hielos en la Antártida. Así, la distribución geográfica de los beachrocks en las latitudes medias, las máximas concentraciones de sal y ciertos aportes de agua dulce procedente de la fusión de hielos estarían relacionadas (Meco et al., 2018).



Fig. 3: El Matorral, beachrock holoceno escalonado, uno de los más espectaculares que existen. Cada escalón podría suponer una vuelta de la Tierra alrededor del Sol. (Meco et al., 2018).

#### CONCLUSIONES

Los depósitos marinos holocenos del este de Fuerteventura son representativos de los de Canarias y de los de la vecina costa africana. Los más antiguos son del entorno del evento 4,2 Ka y los más recientes de hace ca 1.450 años B.P (muerte de Atila como referencia histórica).

En contra de lo generalmente esperado, el nivel del mar en esas épocas estuvo 2,5 y 2 m más alto que en la actualidad; cuando tanto la temperatura del aire en el hemisferio norte, según la perforación de hielos de Groenlandia, como la de la superficie del mar en el final de la Corriente de Canarias, frente a la costa de Mauritania, era menor que la actual. Esto viene confirmado por la fauna de los depósitos.

La tectónica local y los movimientos en la vertical son causas improbables debido a la altura "normal" de los depósitos marinos próximos del último interglacial y a la ausencia de actividad volcánica en Fuerteventura desde entonces. Y la morfología de los depósitos es incompatible con tsunamis o grandes tormentas.

Sin embargo, la disposición de las capas y sedimentología de los depósitos marinos holocenos evidencia un ambiente intermareal tranquilo en su formación. Son depósitos cíclicos agrupados en pequeñas capas delimitadas por las máximas mareas anuales. Y las huellas de ovejas en los sedimentos delatan también un ambiente costero tranquilo. Además, los depósitos tienen las características de los beachrocks formados por aguas ricas en carbonatos en la zona intermareal.

Los depósitos más antiguos (evento 4,2 Ka) pueden ser explicados, como en otras regiones del planeta, por efectos lejanos del GIA (*Global Isostatic Adjustment*). Pero éstos no pueden explicar la regresión producida hace ca. 3.000 años y que aparece no solo en Canarias sino en las costas vecinas de África, especialmente en Mauritania. Ni tampoco explica la siguiente elevación del mar a +2 m que requiere de una fusión de hielos en la Antártida. Además, esto concurre con un efecto climático inverso entre ambos hemisferios.



Fig. 4: Edades radiocarbónicas de los depósitos marinos holocenos (derecha), curvas de variación del nivel del mar en tres países de la vecina costa africana (centro) y SST holocenas y actuales del sur de la Corriente de Canarias.

Sin embargo, hay una importante coincidencia entre las zonas geográficas donde aparecen los beachrocks y los lugares del planeta donde existen las mayores concentraciones salinas del mar. Además, en estas regiones hay coincidencias con los flujos de agua dulce producidos por la fusión de los hielos antárticos. Esto causa variaciones en la concentración de la salinidad del océano, provocando la precipitación del carbonato que



origina la cementación de los sedimentos litorales o beachrocks.

#### REFERENCIAS

- Alley, R.B. (2004). GISP2 ice core temperature and accumulation data. En: *IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series # 2004-013.* NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder Colorado (USA).
- Bamber, J., Riva, R. (2010). The sea level fingerprint of recent ice mass fluxes. *Cryosphere*, 4, 621-627.
- Barusseau, J. P., Descamps, C., Giresse, P. Monteillet, J., Pazdur, M. (1989). Nouvelle définition des niveaux marins le long de la côte nord-mauritanienne (Sud du Banc d'Arguin) pendant les cinq derniers millénaires. *Comptes Rendus de l'Académie des* Sciences, Paris, 309, 1019-1024.
- Berger, A., Loutre, F.M. (1991) Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, 10, 297-317.
- Cuffey, K.M., Clow, G.D. (1997). Temperature, accumulation, and ice sheet elevation in central Greenland through the last deglacial transition. *Geophysical Research*, 102, 26383-26396.
- Dutton, A., Lambeck, K. (2012). Ice volume and sea level during the last interglacial. *Science*, 337, 216-219.
- Masson-Delmotte, V., Stenni, B., Jouzel, J. (2004). Common millennial-scale variability of Antarctic and Southern Ocean temperatures during the past 5000 years recponstructed from the EPICA Dome C ice core. *The Holocene*, 14, 145-151.
- Meco, J. (1986). Evolución faunística cuaternaria en la puerta del Mediterráneo. En: Quaternary Climate in western Mediterranean (F. López Vera, Ed.). UAM, Madrid (España), 157-170.
- Meco, J. (1993). Le mouton et la chèvre du site archéologique de Villaverde (Fuerteventura, Îles Canaries) et leur origine saharienne. Sahara, 5, 87- 90.
- Meco, J., Muhs, D.R., Fontugne, M., Ramos, A.J.G., Lomoschitz, A., Patterson, D. (2011). Late Pliocene and Quaternary Eurasian locust infestations in the Canary Archipelago. *Lethaia*, 44, 440–454.
- Meco, J., Koppers, A.A.P., Miggins, D.P., Lomoschitz, A., Betancort, J.F. (2015). The Canary record of the evolution of the North Atlantic Pliocene: New <sup>40</sup>Ar<sup>39</sup>Ar ages and ome notable palaeontological evidence.

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 435, 53-69.

- Meco, J., Lomoschitz, A., Rodríguez, A., Ramos A.J.G., Betancort, J.F., Coca, J. (2018). Mid and Late Holocene sea level variations in the Canary Islands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 507, 214-225.
- Onrubia-Pintado, J., Meco, J., Fontugne, M. (1997). Paleoclimatología y presencia humana holocena en Fuerteventura, una aproximación geoarqueológica. En: Homenaje a Celso Martín de Guzmán (Millares Cantero, A., Atoche Peña, P., Lobo Cabrera, M., Eds.), Universidad de Las Palmas de Gran Canaria - Excmo. Ayuntamiento de la Ciudad de Gáldar – Dirección General de Patrimonio Histórico (España), 363-372.
- Rimbu, N., Lohmann, G., Lorenz, S.J., Kim, J.H., Schneider, R. (2004). Holocene climate variability as derived from alkenone sea surface temperature and coupled oceanatmosphere model experiments. *Climate Dynamics*, 23, 215-227.
- Tietz, G., Müller, G. (1971). High-magnesian calcite and aragonite cementation in recent beachrocks, Fuerteventura, Canary Islands, Spain. En: Carbonate Cements (O.P. Bricker, Ed.). The John Hopkins Press, Baltimore and London, 4-8.
- Uehara, K., Scourse, J.D., Horsburgh, K.J., Lambeck, K., Purcell, A.P. (2006). Tidal evolution of the northwest European shelf seas from the Last Glacial Maximum to the present. J. Geophysical Research, 3, C09025.
- Vousdoukas, M.I., Velegrakis, A.F., Plomaritis, T.A. (2007). Beachrocks occurrence, characteristics, formation mechanisms and impacts. *Earth Science Reviews*, 85, 23-46.
- Walker, M.J.C., Berkelhammer, M., Björck, S., Cwynar, I.C., Fischer, D.A., Long, A.J., Lowe, J.J., Newnham, R.M., Rasmussen, S.O., Weiss, H. (2012). Formal subdivisión of the Holocene series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). Journal of Quaternary Science, 27, 649-659.
- Zhao, M., Beveridge, N.A.S., Shackleton, N.J., Sarnthein, M., Eglinton, G. (1995). Molecular stratigraphy of cores off northwest Africa: sea surface temperature history over the last 80 ka. *Paleoceanography*, 10,661-675.



# EVOLUCIÓN AMBIENTAL HOLOCENA DEL ESTUARIO DEL OKA (RESERVA DE LA BIOSFERA DE URDAIBAI, SURESTE DEL GOLFO DE BIZKAIA): RESPUESTA AL ASCENSO POSTGLACIAL DEL NIVEL DEL MAR



A. García-Artola<sup>(1,2)</sup>, A. Cearreta<sup>(1,2,3)</sup>, M. Monge-Ganuzas<sup>(2,4)</sup>, B.P. Horton<sup>(5)</sup>, D. Nikitina<sup>(6)</sup>

(1) Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco UPV/EHU, Leioa, Bizkaia. <u>ane.garcia@ehu.eus; alejandro.cearreta@ehu.eus</u>

(2) Sociedad de Ciencias Aranzadi, Donostia-San Sebastián, Gipuzkoa.

(3) Basque Centre for Climate Change-BC3, Leioa, Bizkaia.

(4) Servicio de la Reserva de la Biosfera de Urdaibai, Dirección de Medio Natural y Planificación Ambiental del Gobierno Vasco, Busturia, Bizkaia. manu-monge@euskadi.eus

(5) Asian School of the Environment and Earth Observatory of Singapore, Nanyang Technological University, Singapore. bphorton@ntu.edu.sg

(6) Department of Earth and Space Science, West Chester University, West Chester, PA, USA. dnikitina@wcupa.edu

Abstract (Holocene environmental evolution of the Oka Estuary (Urdaibai Biosphere Reserve, southeastern Bay of Biscay): response to postglacial sea-level rise): Fluvial paleovalleys provide critical data to study the temporal superposition of depositional environments during the Holocene postglacial sea-level rise. We study eight boreholes that reached bedrock and a short replicate extracted from the Oka Estuary (Urdaibai Biosphere Reserve, southeastern Bay of Biscay). Benthic foraminifera and grain size allowed for paleoenvironmental reconstructions and radiocarbon dates put the sediment into a temporal framework. The sedimentary infill of the estuary shows a progressive shallowing of the estuary as rates of sea-level rise decreased during the Holocene: fluvial gravels on the bottom, marine and brackish intertidal sediments in the middle, and salt-marsh sediments on top. The sequence is topped by a few meters of anthropogenic deposits.

**Palabras clave:** evolución ambiental, nivel del mar, Holoceno, sureste del Golfo de Bizkaia *Key words*: environmental evolution, sea level, Holocene, southeastern Bay of Biscay

## INTRODUCCIÓN

Los paleovalles fluviales albergan potentes secuencias sedimentarias que ocupan el espacio de acumulación producido como consecuencia del ascenso del nivel del mar durante el Holoceno (Allen y Posamentier, 1993; Menier et al., 2010). Esto es de particular relevancia en áreas, como el sureste del Golfo de Bizkaia, que se han mantenido tectónicamente estables durante el Holoceno (Boillot et al., 1979).

En el sureste del Golfo de Bizkaia, el análisis sedimentológico micropaleontológico У de sedimentos costeros ha permitido reconstruir la evolución regional durante el Holoceno, desde condiciones fluviales a estuarinas y marinas (por ejemplo, Leorri y Cearreta, 2004; Cearreta y García-Fernández, 2015). Por un lado, los foraminíferos bentónicos, construyen caparazón que un mineralizado que se conserva fácilmente en el registro sedimentario y que son sensibles a cambios en ciertos parámetros ambientales (por ejemplo, la salinidad, el pH o la profundidad; Edwards y Wright, reconstrucción han facilitado la 2015). paleoambiental de las secuencias sedimentarias analizadas. En segundo lugar, la datación de los sedimentos, principalmente mediante fragmentos y restos enteros de conchas marinas, ha permitido establecer un marco temporal, aunque con limitaciones asociadas al efecto reservorio marino (edad aparente superficie-agua) y la posible reelaboración de los materiales.

En este estudio, caracterizamos la evolución espacio-temporal del estuario del Oka (Reserva de la

Biosfera de Urdaibai) durante el Holoceno (Fig. 1), uno de los estuarios mejor conservados de la costa cantábrica. La mayor parte de los estudios paleoambientales realizados con anterioridad en este estuario no alcanzaron el sustrato rocoso (por ejemplo, Pascual y Rodríguez-Lázaro, 1996, 2006). Cearreta y Monge-Ganuzas (2013) analizaron diversos sondeos hasta sustrato que abarcaban todo el estuario. Aquí, reinterpretamos los resultados de ese último trabajo y añadimos nuevos datos procedentes de un nuevo sondeo, donde por primera vez, datamos restos vegetales con el fin de mejorar la cronología de la parte más superficial del relleno sedimentario estuarino.

## LOCALIZACIÓN

El estuario del Oka (Reserva de la Biosfera de Urdaibai) es uno de los pocos estuarios que interrumpen la morfología fundamentalmente acantilada de la costa cantábrica. Los acantilados se componen principalmente de rocas cretácicas calcáreas que forman el lecho rocoso del estuario, junto con arcillas triásicas distribuidas a lo largo del eje principal del estuario. El estuario del Oka se extiende en dirección NW-SE sobre un valle aluvial de 11,6 km de longitud, 1 km de ancho y una profundidad media de 3 m (alrededor de 765 ha).

El río Oka drena un área de 183 km<sup>2</sup> y presenta un aporte fluvial promedio de 3,74 m<sup>3</sup>/s, extremadamente inferior al prisma mareal medio (4,5 x  $10^6$  m<sup>3</sup>; Monge-Ganuzas, 2008). Las mareas son semidiurnas con un régimen meso-macromareal, que presenta un rango mareal entre 4,5 m en mareas vivas y 1,5 m en mareas muertas (Monge-Ganuzas



et al., 2013). La salinidad varía entre 10-20 psu en el estuario superior, 25-30 psu en el medio y 35 psu en el inferior (Ruíz, 1995; Iriarte et al., 2015).

## METODOLOGÍA

Hemos analizado ocho sondeos (LA, SK, AN, MU, S2P, ER1, GK4 y S9) y una réplica (AN2) extraídos por roto-percusión a lo largo del estuario del Oka entre 2003 y 2015, desde la zona inferior (Mundaka) hasta la superior (Gernika) (Fig. 1). Todos los testigos de sedimento obtenidos alcanzaron el sustrato rocoso, con una longitud máxima de 49 m en el estuario inferior y mínima de 11 m en el superior. Para establecer la ubicación y cota topográfica de la boca de los sondeos se empleó un GPS Leica de doble frecuencia, referenciando los puntos respecto al cero regional (bajamar más extrema en el Puerto de Bilbao el día 27 de septiembre de 1878, situada 1,73 m por debajo del cero geodésico nacional).

Con el fin de interpretar el paleoambiente, analizamos el tamaño de grano y contenido en foraminíferos bentónicos de las muestras, que fueron comparadas con asociaciones modernas regionales (Cearreta, 1988; Cearreta et al., 2002). Para ello, las muestras fueron secadas a 60 °C y pesadas. A continuación, se levigaron con tamices de 2 y 0,063 mm de malla para eliminar los materiales más gruesos y finos, respectivamente. Después, secamos y pesamos el material retenido en ambos tamices para determinar la proporción de arena y gravas. Finalmente, se procedió a la flotación con tricloroetileno del sedimento de tamaño arena para concentrar los foraminíferos. Se obtuvo un mínimo de 300 caparazones por muestra analizada y se examinaron bajo una lupa estereoscópica binocular de luz reflejada.

Para determinar la edad de los sedimentos, se seleccionaron treinta y siete muestras de conchas marinas, fragmentos de madera y restos de plantas que fueron datadas por radiocarbono en Beta Analytic Inc. (USA), tanto por análisis radiométrico estándar como mediante espectrómetro acelerador de masas (AMS). Todas las edades fueron calibradas en años antes del presente (1950 CE) utilizando el software CALIB 7.1 (Stuiver et al., 2017) y se expresan con un error de  $2\sigma$ . Para las muestras marinas, se realizó una corrección adicional de -105 ± 21 años asociada al efecto reservorio marino (Monge Soares et al., 2016).

## **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

El relleno del estuario del Oka varía conforme nos desplazamos de la zona inferior a la superior (Fig. 2). El estuario inferior (sondeo LA) está caracterizado por una secuencia dominada por gravas con escasos foraminíferos en la base y arenas ricas en foraminíferos en la parte superior, siendo dominantes las especies *Cibicidoides lobatulus* y *Quinqueloculina seminula*. Las edades radiocarbónicas de la parte superior son bastante dispares entre sí lo que podría reflejar un ambiente sedimentario energético donde los sedimentos son constantemente removidos, como por ejemplo en un ambiente de playa. Estas arenas se dispondrían sobre las gravas de origen fluvial que fueron removidas durante la transgresión

holocena, lo que explicaría la existencia de foraminíferos en su parte más superior.

El estuario medio (sondeos SK, AN y MU) está representado por gravas fluviales en la base, parcialmente removidas durante la transgresión marina ya que aparecen algunos caparazones de *Haynesina germanica*, *Ammonia tepida* y *Elphidium oceanense*.



Fig. 1: Situación geográfica del estuario del Oka en el noreste de España y sondeos analizados (puntos rojos).




Fig. 2: Sección norte-sur del relleno sedimentario holoceno del estuario del Oka (Reserva de la Biosfera de Urdaibai). Se representa la interpretación paleoambiental, las edades radocarbónicas calibradas y los cortejos sedimentarios asociados (LST, TST, HST y AST). La elevación topográfica está referida al cero regional (ver texto). La distancia horizontal no está a escala.

A continuación, se superponen unos fangos y fangos arenosos con bioclastos y una asociación de foraminíferos dominada por H. germanica y A. tepida, lo que indica un ambiente intermareal salobre entre 9252-8963 y 8269-7946 años cal BP. Estos sedimentos están cubiertos por unas arenas y arenas fangosas con bioclastos y una asociación de foraminíferos característica de un ambiente intermareal salino (A. tepida, C. lobatulus, C. willamsoni, H. germanica y Rosalina irregularis), cuya parte superior se depositó hacia 5925-5639 años cal BP. Finalmente, en AN y MU, encontramos unos fangos arenosos depositados entre 5262-4627 y 1692-1523 años cal BP y dominados por Entzia macrescens y Trochammina inflata, especies características de marisma.

El estuario superior (sondeos S2P, ER1, GK4 y S9) está formado por sedimentos que se distribuyen en tres unidades principales. En la base encontramos nuevamente unas gravas arenosas y fangosas que reflejan condiciones fluviales, algo influenciadas por dinámica estuarina (contienen algunos la caparazones de H. germanica, A. tepida y E. oceanense). El sondeo más interior (S9) presenta en la base un material fangoso con muy escasos foraminíferos que sustituye a las gravas y puede interpretarse como un suelo formado en un ambiente supramareal. Encima de este nivel inferior aparece un fango arenoso dominado por las especies H.

germanica, A. tepida y E. oceanense, típicas de un ambiente intermareal salobre que se depositó entre 8563-8369 y 5742-5596 años cal BP. La secuencia está cubierta por un fango arenoso dominado por las especies T. inflata, E. macrescens y Arenoparrella mexicana en la zona más inferior (S2P y ER1) y las especies T. inflata, E. macrescens, H. germanica y A. tepida en la más superior (GK4 y S9) de este tramo. Estos materiales se depositaron en un ambiente de marisma alta y baja, respectivamente, entre 3171-2849 y 2480-2279 años cal BP.

En conjunto, las secuencias sedimentarias registradas en el estuario reflejan diferentes ambientes sedimentarios superpuestos conforme el nivel del mar fue ascendiendo durante el Holoceno (García-Artola et al., 2018). Durante las condiciones pre-holocenas se depositaron las gravas fluviales y suelos que forman el cortejo sedimentario de nivel del mar bajo (Lowstand Systems Tract o LST) que se encuentra en la base de todos los sondeos analizados. En algunos casos estas gravas fueron parcialmente retrabajadas durante las primeras etapas del ascenso marino, en torno a 11.000 años cal BP en el estuario inferior. 8500-9000 años cal BP en el medio y 7200 años cal BP en el superior. A partir de este momento comienzan a depositarse los sedimentos de ambiente intermareal salobre y salino, que forman el cortejo sedimentario transgresivo (Transgressive Systems Tract o TST). La secuencia



natural culmina con el cortejo sedimentario de nivel del mar alto (Highstand Systems Tract o HST), interpretado aquí como el conjunto de sedimentos depositados a partir de la principal desaceleración del ascenso marino que tuvo lugar alrededor de los 7000 años cal BP (García-Artola et al. 2018). Dentro de este cortejo tuvo lugar la formación de marismas en torno a 4800 años cal BP, en la línea de lo que sugirieron a nivel local Pascual y Rodríguez-Lázaro (2006), mientras que otros trabajos locales (Cearreta y Monge-Ganuzas, 2013) y regionales (Leorri et al. 2012) situaron el inicio de las marismas 2000 años más tarde. Por último, los metros más superficiales están representados por rellenos y vertidos antrópicos que reflejan el cortejo sedimentario antrópico (Anthropogenic Systems Tract o AST; Edgeworth et al., 2015).

## CONCLUSIONES

El análisis del relleno sedimentario Holoceno del estuario del Oka ha permitido identificar una secuencia de somerización que se puede dividir en tres fases principales. En la base aparecen gravas fluviales parcialmente retrabajadas al comienzo de la transgresión marina (datada a 11.000 años cal BP en el estuario inferior y 7200 años cal BP en el superior). Por encima aparecen unos sedimentos intermareales, tanto de carácter marino como salobre, que fueron depositados hasta que el ascenso marino comenzó a ralentizarse en torno a los 7000 años cal BP. A partir de entonces se depositaron principalmente sedimentos de marisma. Finalmente, la secuencia aparece cubierta por materiales recientes de origen antrópico.

Agradecimientos: Investigación financiada por los proyectos UNESCO04/05, UNESCO06/08, Harea-Geología Litoral (Gobierno Vasco, IT332-07, IT365-10, IT767-13 y IT976-16), TANYA (MICINN, CGL2009-08840), K-Egokitzen II (Gobierno Vasco, Cambio Climático: Impacto y Adaptación, Etortek 2010), ANTROPICOSTA (MINECO, CGL2013-41083-P) y UFI11/09 (UPV/EHU). El sondeo S2P fue financiado por el Gobierno Vasco y el ER1 por la Diputación Foral de Bizkaia. Los sondeos fueron extraídos por Aroa Geotecnia SLL y Euskontrol SA. Los sondeos GK4 y S9 fueron proporcionados por el Dr. Iñigo Arrizabalaga (EVE). Estudio topográfico realizado por Mendi Topografia y Joseba Abaitua. Las muestras micropaleontológicas de los sondeos GK4, MU y AN fueron preparadas y analizadas por Gonzalo Solar para su TFG en la UPV/EHU (curso 2006/07). Sergio Hernández-Martín estudió el sondeo S2P para su TFM en la UPV/EHU (curso 2011/12).

## REFERENCIAS

- Allen, G.P., Posamentier, H.W. (1993). Sequence Stratigraphy and Facies Model of an Incised Valley Fill the Gironde Estuary, France. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63, 378-391.
- Boillot, G., Dupeuble, P.A., Malod, J. (1979). Subduction and tectonics on the continental margin off northern Spain. *Marine Geology*, 32, 53-70.
- Cearreta, A. (1988). Distribution and ecology of benthic foraminifera in the Santoña estuary, Spain. *Revista Española de Paleontología*, 3, 23-38.
- Cearreta, A., García-Fernández, Z. (2015). El relleno sedimentario holoceno de la marisma de Txipio (Plentzia-

Barrika, Vizcaya): registro de los cambios ambientales en el estuario del Butroe durante los últimos 8.500 años. *Geogaceta*, 57, 111-114.

- Cearreta, A., Irabien, M.J., Ulibarri, I., Yusta, I., Croudace, I.W., Cundy, A.B. (2002). Recent Salt Marsh Development and Natural Regeneration of Reclaimed Areas in the Plentzia Estuary, N. Spain. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 54, 863-886.
- Cearreta, A., Monge-Ganuzas, M. (2013). Evolución paleoambiental del estuario del Oka (Reserva de la Biosfera de Urdaibai, Vizcaya): respuesta al ascenso del nivel marino durante el Holoceno. *Geo-Temas*, 14, 163-166.
- Edgeworth, M., deB Richter, D., Waters, C., Haff, P., Neal, C., Price, S.J. (2015). Diachronous beginnings of the Anthropocene: The lower bounding surface of anthropogenic deposits. *The Anthropocene Review*, 2, 33-58.
- Edwards, R., Wright, A. (2015). Foraminifera, En: *Handbook* of Sea-Level Research (I. Shennan, A.J. Long y B.P. Horton, Eds.). Wiley, Oxford (Inglaterra), 191-217.
- García-Artola, A., Stéphan, P., Cearreta, A., Kopp, R.E., Khan, N.S., Horton, B.P. (2018). Holocene sea-level database from the Atlantic coast of Europe. *Quaternary Science Reviews*, 196, 177-192.
- Iriarte, A., Villate, F., Uriarte, I., Alberdi, L., Intxausti, L. (2015). Dissolved Oxygen in a Temperate Estuary: the Influence of Hydro-climatic Factors and Eutrophication at Seasonal and Inter-annual Time Scales. *Estuaries and Coasts*, 38, 1000-1015.
- Leorri, E., Cearreta, A. (2004). Holocene environmental development of the Bilbao estuary, northern Spain: sequence stratigraphy and foraminiferal interpretation. *Marine Micropaleontology*, 51, 75-94.
- Leorri, E., Cearreta, A., Milne, G. (2012). Field observations and modelling of Holocene sea-level changes in the southern Bay of Biscay: implication for understanding current rates of relative sea-level change and vertical land motion along the Atlantic coast of SW Europe. *Quaternary Science Reviews*, 42, 59-73.
- Menier, D., Tessier, B., Proust, J.-N., Baltzer, A., Sorrel, P., Traini, C. (2010). The Holocene transgression as recorded by incised-valley infilling in a rocky coast context with low sediment supply (southern Brittany, western France). Bulletin de la Societé Géologique de France, 181, 115-128.
- Monge-Ganuzas, M., Cearreta, A., Iriarte, E. (2008). Consequences of estuarine sand dredging and dumping on the Urdaibai Reserve of the Biosphere (Bay of Biscay): the case of the "Mundaka left wave". *Journal of Iberian Geology*, 34, 215-234.
- Monge-Ganuzas, M., Cearreta, C., Evans, G. (2013). Morphodynamic consequences of dredging and dumping activities along the lower Oka estuary (Urdaibai Biosphere Reserve, southeastern Bay of Biscay, Spain). *Ocean & Coastal Management*, 77, 40-49
- Monge Soares, A.M., Gutiérrez-Zugasti, I., González-Morales, M., Matos Martins, J.M., Cuenca-Solana, D., Bailey, G.N. (2016). Marine Radiocarbon Reservoir Effect in Late Pleistocene and Early Holocene Coastal Waters off Northern Iberia. *Radiocarbon*, 58, 869-883.
- Pascual, A., Rodríguez-Lázaro, J. (1996). Micropaleontología en materiales holocenos de la ría de Gernika (Golfo de Bizkaia). *Geogaceta*, 20, 209-212.
- Pascual, A., Rodríguez-Lazaro, J. (2006). Marsh development and sea level changes in the Gernika Estuary (southern Bay of Biscay): foraminifers as tidal indicators. *Scientia Marina*, 70, 101-117.
- Ruíz, A. (1995). Aproximación al estudio de las interacciones tróficas en el plancton del estuario de Urdaibai. Caracterización del alimento y herbivorismo del zooplancton. Tesis Doctoral. UPV/EHU, Leioa (España), 239 pp.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Reimer, R.W. (2017). CALIB 7.1 [WWW program] at http://calib.org, accessed 2017-9-8.



# ONDAS SEDIMENTARIAS Y MORFOLOGÍAS EROSIVAS EN EL TALUD INSULAR DE GRAN CANARIA (ISLAS CANARIAS, ESPAÑA)



M.J. Sánchez-García<sup>(1)</sup>, I. Montoya-Montes<sup>(1)</sup>, I. Alonso<sup>(1)</sup>, O. Sánchez-Guillamón<sup>(2)</sup>, M. Casamayor<sup>(1)</sup>.

(1) Instituto de Oceanografía y Cambio Global, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Campus de Tafira, 35017. Las Palmas, España; mariajose.sanchez@ulpgc.es.

(2) Instituto Español de Oceanografía, Centro Oceanográfico de Málaga, Puerto Pesquero, S/N, 29640 Málaga, España.

Abstract (Sediment waves and erosive features on the insular slope offshore Gran Canaria (Canary Islands, Spain): Sediment waves have been attributed to several formation processes in order to explain their origin. Moreover, studies about submarine canyons and gullies around the world have been widely conducted because of their importance as sediment transference systems. The aim of this work consists on describing by the first time, sediment waves and erosive features on the SW slope offshore Gran Canaria Island. Geomorphological features have been interpreted from multibeam data, TOPAS registers and sediment samples. Canyons and gullies NE-SW oriented are eroding an stratified sedimentary deposit. Furthermore, sediment waves are located on the upper slope. Hydrodynamics seems to have changed from the Roque Nublo volcanic phase until present, as well as upslope fluxes are the likely sediment waves forming agent.

**Palabras clave:** Formas de fondo, morfología, talud, Gran Canaria. *Key words*: *Bedforms, morphology, slope, Gran Canaria.* 

### INTRODUCCIÓN

Factores tales como la fisiografía del medio, los procesos hidrodinámicos, la tectónica, el clima, los aportes sedimentarios o las variaciones del nivel del mar, controlan la dinámica sedimentaria en márgenes continentales tanto a escala global como local y, por tanto, condicionan la formación de determinados elementos morfológicos.

El origen de las ondas sedimentarias se ha relacionado con un variado abanico de condiciones medioambientales, tanto en plataforma (Flemming, 1980; Durán et al., 2014) como en zonas más profundas (Bøe et al., 2015). La aparición de ondas sedimentarias en el talud se ha relacionado con procesos tales como flujos hiperpícnicos fluviales, deslizamientos gravitacionales, flujos de densidad de erupciones volcánicas, corrientes turbidíticas, corrientes de contorno u ondas internas (Wynn y Stow, 2002, Lobo, et al., 2015, Ribó et al., 2016; Pope et al., 2018; Quartau et al., 2018). Con frecuencia, ondas sedimentarias descritas en la literatura se han descrito localizadas en las proximidades de cañones o gullies submarinos (Puig et al., 2017; Almeida et al., 2015).

Cañones y gullies se han descrito ampliamente en todos los márgenes continentales del mundo (Harris y Whiteway, 2011), y constituyen un elemento morfológico con un papel fundamental en la transferencia de sedimentos entre zonas más someras y áreas más profundas de las cuencas oceánicas.

Con el presente trabajo se pretende realizar una primera descripción de las ondas sedimentarias, cañones y gullies observados en el talud insular de la isla de Gran Canaria, de cara a entender los procesos oceanográficos que controlan su formación.

### ÁREA DE ESTUDIO

El margen insular de la isla de Gran Canaria cuenta con una plataforma bien desarrollada si se compara con otras islas del archipiélago, si bien, su joven edad (14 Ma, primera fase magmática; Cuaternario, última fase volcánica), hace que algunos sectores de la plataforma insular tengan poca amplitud y depósitos sedimentarios de poca potencia (Criado et al., 2002). Por su parte, el talud (estrecho y con pendientes de hasta 25°), y el ascenso continental (de pendiente más suave y apareciendo entre los 1000 y 3000 m de profundidad) (Maestro et al., 2005), son reflejo de la historia geológica de la isla, donde tras diversos episodios volcánicos y desplome de flancos se gravitacionales deslizamientos produjeron aue removilizaron gran cantidad de material hacia las zonas más profundas.

La zona de estudio de este trabajo concretamente corresponde a un tramo de unos 20 km de longitud en el SO del talud insular de Gran Canaria. Esta zona abarca desde el borde de plataforma hasta casi 1000 m de profundidad (Fig.1), presenta una pendiente de unos 15º de inclinación, y en ella se dan unas morfologías tanto erosivas como de acumulación de sedimentos que son objeto de este trabajo.

La estructura de masas de agua en la zona comienza con las aguas superficiales (0 a 100 m), seguidas de las aguas centrales (*North Atlantic Central Water*) (100 a 700 m), aguas intermedias (*Mediterranean Water*, *Labrador Sea Water* y *Antarctic Intermediate Water* (700 a 1500 m), y las aguas profundas (*North Atlantic Deep Water*) (1500 a 3000 m) (Hernández-Guerra et al., 2005; Pastor et al., 2015). La región se caracteriza por estar afectada por giros generados como consecuencia de la interacción del relieve y la topografía de la isla (plataforma y talud), con la Corriente de Canarias (Sangrá et al., 2007),





Fig. 1: Localización de la zona de estudio y de los perfiles geofísicos realizados (Base batimétrica y topográfica: EMODNET 2019).

provocando una variación en la velocidad de la corriente en las zonas próximas a la isla. Por otra parte, Sangrá et al. (2001) describieron la existencia de ondas internas en el borde de plataforma en esta región.

Las investigaciones geológicas llevadas a cabo en la zona sumergida están relacionadas con grandes deslizamientos en la isla (Funk y Schmincke, 1998; Krastel et al., 2001a; Acosta et al., 2003; Pérez-Torrado et al., 2006; Carracedo et al., 2009), con grandes morfologías en el talud, fondos oceánicos de las islas en su conjunto o de alguna de ellas en concreto (Krastel et al., 2001b; Llanes et al., 2009; Palomino et al., 2016), entre otros).

### METODOLOGÍA

Los datos presentados en este trabajo se recopilaron a bordo del barco de investigación Ángeles Alvariño, durante dos campañas en 2018 y 2019 (MIO18, MIO19). El conjunto de datos incluye perfiles de batimetría multihaz (Kongsberg-Simrad EM710), perfiles sísmicos de muy alta resolución a partir de sonda paramétrica TOPAS (Konsgberg-Simrad PS18), y muestras superficiales de sedimento obtenidas con draga Shipek.

Los datos batimétricos se procesaron con CARIS HIPS&SIPS, obteniendo un modelo batimétrico de 15 m de resolución que se integró en un sistema de información geográfica (ArcGIS), para realizar el análisis geomorfológico. Por su parte, los datos de la sonda TOPAS se cargaron en Kingdom para su interpretación. Las 6 muestras de sedimento obtenidas con la draga fueron lavadas, secadas, cuarteadas y separadas por tamaños (fracción gruesa mediante tamizado en seco y fracción fina con analizador láser). Además, se realizaron calcimetrías con calcímetro de Bernard para determinar el porcentaje en carbonatos de las muestras.

### RESULTADOS

La plataforma en esta zona tiene unos 9,5 km de anchura, pendiente de 3º y presenta un borde bastante irregular cuya morfología está controlada por las cabeceras de algunos cañones submarinos que se inciden en el escarpe. La profundidad del límite de la plataforma en esta zona oscila entre 105 y 120 m (Fig. 2).

Se han cartografiado un total de 29 morfologías erosivas perpendiculares al borde de plataforma que, siguiendo la metodología seguida por Huang et al. (2014), corresponden a 24 cañones y 5 *gullies*. Esta diferencia se basa principalmente en la longitud del rasgo y su posición dentro del margen continental. Se encuentran orientados NE-SO, cuentan en su mayoría con longitudes mayores de 1 km llegando a alcanzar hasta un máximo de 4 km. Asimismo, presentan un trazado bastante rectilíneo, sin apenas tributarios y con perfiles en U y V (Fig.2).

Los cañones a su paso por el talud, van excavando un depósito sedimentario (DS) cuya cota superior se encuentra entre los 350 m de profundidad en la zona más septentrional y los 250 m en el extremo meridional, y donde el límite inferior alcanza los 700 m de profundidad. Se trata de un depósito de sedimentos. orientado NO-SE, que ocupa una superficie de 41 km<sup>2</sup>. Tiene 15 m de espesor en su parte central y adelgaza hacia los extremos pendiente arriba y pendiente abajo. Este depósito se ubica en una zona menos inclinada (5°) y presenta una clara organización interna a diferencia de los materiales sobre los que se apoya. Los perfiles sísmicos muestran una unidad superior (DS) cuyas facies se caracterizan por presentar reflectores paralelos con un techo ondulado que se apoyan sobre otra unidad menos transparente que la anterior, con hipérbolas cuyo techo también es ondulado. En los sedimentos superficiales analizados predomina la fracción de tamaño arena y el contenido medio en carbonato es de un 32%.

Por otra parte, en la parte superior del talud, entre los 200 y los 350 m de profundidad, en una zona con pendientes alrededor de los 7,5° se identifica la presencia de ondas sedimentarias. Presentan alturas entre 5 y 10 m, longitudes de onda entre 200 y 300 m y presentan un perfil asimétrico. Se observa una disminución de la altura de estas ondas conforme aumenta la profundidad.

En la zona sur se localizan una serie de bloques rocosos caóticos de grandes dimensiones.

### DISCUSIÓN

Levantamientos geofísicos previos realizados en esta región (Funk y Schmincke, 1998), sugieren la presencia de depósitos correspondientes a la avalancha de derrubios de la fase eruptiva Roque Nublo. Dichos depósitos presentan una estructura interna caótica, ocuparían una gran extensión y en ellos hay muchos bloques rocosos de gran tamaño. Estos bloques son los observados al sur de nuestra zona de estudio, y





Fig. 2: (Arriba) Esquema 3D de la zona de estudio, realizado a partir de datos multihaz, con un paso de malla de 15x15 metros. Iluminación artificial desde el NW. Líneas marrones: perfiles batimétricos. (Centro): Interpretación morfológica y localización de los puntos de muestreo de sedimentos.) Abajo y Derecha= Perfiles batimétricos transversales y longitudinales al talud.

sobre ellos se habría emplazado el depósito estratificado descrito en este trabajo. La disposición del mismo sugiere unas condiciones de transporte de sedimentos paralelo a las líneas de contorno, no descartable dada la formación en la zona de remolinos asociados a la Corriente de Canarias. No obstante, serían condiciones hidrodinámicas diferentes a las que posteriormente originaron la formación del sistema de cañones y *gullies* que actualmente erosionan el depósito sedimentario. De cara a confirmar esta hipótesis, sería necesario un análisis detallado de la hidrodinámica actual de la región.

Al igual que depósitos similares descritos en Madeira (Quartau et al., 2018), las ondas sedimentarias de la parte alta del talud, se encuentran todas ellas aproximadamente a la misma profundidad, sus crestas son bastante perpendiculares a la dirección de máxima pendiente y se localizan en una zona donde la pendiente se suaviza en comparación con las zonas circundantes. Según la clasificación de Symons et al. (2016), corresponderían a ondas de sedimento de pequeña escala (20-300 m de longitud de onda). La asimetría hacia la zona superior del talud sugiere el sentido de migración de las formas hacia zonas menos profundas, por lo que podrían relacionarse con flujos pendiente arriba y no tanto con procesos gravitacionales (Hughes-Clarke et al., 2012; Symons et al., 2016).

Las diferencias entre los porcentajes de sedimentos terrígenos/biogénicos no son especialmente significativas dado el pequeño número de muestras analizado, si bien, de los resultados de los análisis se puede deducir que hay una mayor proporción de sedimentos procedentes de áreas emergidas que de áreas marinas.

Futuras investigaciones completarán los estudios sedimentológicos e hidrodinámicos.

### CONCLUSIONES

El talud insular de la isla de Gran Canaria en su región SW cuenta con: (i) un sistema de cañones y gullies submarinos que se encuentran erosionando un depósito sedimentario posiblemente originado en condiciones hidrodinámicas diferentes a las actuales; (ii) un conjunto de ondas sedimentarias de pequeña escala cuyo origen podría relacionarse con flujos ascendentes; (iii) grandes bloques rocosos en la zona



profunda, que confirman la presencia de la avalancha de derrubios de la fase eruptiva Roque Nublo descrita en trabajos previos.

- Acosta, J., Uchupi, E., Muñoz, A., Herranz, P., Palomo, C., Ballesteros, M. (2003). Geologic evolution of the Canarian Islands of Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and La Gomera and comparison of landslides at these islands with those at Tenerife, La Palma and El Hierro. *Marine Geophysical Research*, 24, 1-40.
- Almeida, N.M.d., Vital, H., Gomes, M.P. (2015). Morphology of submarine canyons along the continental margin of the Potiguar Basin, NE Brazil. Marine and Petroleum Geology, 68(Part A), 307-324.
- Bøe, R., Skarðhamar, J., Rise, L., Dolan, M.F.J., Bellec, V.K., Winsborrow, M., Skagseth, Ø., Knies, J, King, E.L., Walderhaug, O., Chand, S., Buenz, S., Mienert, J. (2015). Sandwaves and sand transport on the Barents Sea continental slope offshore northern Norway. *Marine and Petroleum Geology*, 60, 34-53.
- Carracedo, J. C., Pérez Torrado, F.J., Paris, R., Rodríguez Badiola, E. (2009). Megadeslizamientos en las Islas Canarias. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 17.1, 44-56.
- Criado, C., González, R., Yanes, A. (2002). Rasgos sedimentológicos de los fondos marinos de Maspalomas (Gran Canaria). *Vegueta*, 6, 191-200.
- Durán, R., Canals, M., Sanz, J.L., Lastras, G, Amblas, D., Micallef, A. (2014). Morphology and sediment dynamics of the northern Catalan continental shelf, northwestern Mediterranean Sea. *Geomorphology*, 204, 1-20.
- Krastel, S., Schmincke, H.U., Jacobs, C. L., Rihm, R., Le Bas, T. P., Alibés, A. (2001a). Submarine landslides around the Canary Islands, J. Geophys. Res., 106(B3), 3977–3997.
- Krastel, S., Schmincke, H.U., Jacobs, C.L. (2001b) Formation of submarine canyons on the flanks of the Canary Islands. *Geo-Marine Letters*, 20 (3), 160-167.
- Flemming, B.W. (1980): Sand transport and bedform patterns on the continental shelf between Durban and Port Elisabeth (Southeast African Continental Margin). *Sedimentary Geology*, 26(1-3): 179-205.
- Funck, T., Schmincke, H.U., (1998). Growth and destruction of Gran Canaria deduced from seismic reflection and bathymetric data. *Journal of Geophysical Research*, 103 (B7): 15393-15407.
- Harris, P.T., Whiteway, T. (2011). Global distribution of large submarine canyons: Geomorphic differences between active and passive continental margins. *Marine Geology*, 285, 69-86.
- Huang, Z., Nichol, S.L., Harris, P.T., Caley, M.J. (2014). Classification of submarine canyons of the Australian continental margin. *Marine Geology*, 357, 362-383.
- Hughes Clarke, J.E., Brucker, S., Muggah, J., Church, I., Cartwright, D., Kuus, P., Hamilton, T., Pratomo, D., Eisan, B. (2012). The Squamish ProDelta: monitoring active landslides and turbidity currents. *Canadian Hydrographic Conference*. 1–15.
- Llanes, P., Herrera, R., Gómez, M., Muñoz, A., Acosta, J., Uchupi, E., Smith, D., (2009). Geological evolution of the volcanic island La Gomera, Canary Islands, from analysis of its geomorphology. *Marine Geology*, 264 (3–4), 123-139.
- Lobo, F.J., Goff, J.A., Mendes, I., Bárcenas, P., Fernández-Salas, L.M., Martín-Rosales, W., Macías, J., Díaz del Río, V. (2015). Spatial variability of prodeltaic undulations on the Guadalfeo River prodelta: support to the genetic interpretation as hyperpycnal flow deposits. *Marine Geophysical Research*, 36 (4), 309-333.
- Maestro A., Medialdea, T., Llave, E., Somoza, L., León, R. (2005). En: *El margen continental de las Islas Canarias. Mapa Geomorfológico de España y del margen continental* (A. Martín-Serrano Ed.). IGME, Madrid (España). 227-232.

- Pérez-Torrado, F.J., Paris, R., Cabrera, M.C., Schneider, J.L., Wassmer, P., Carracedo, J.C., Rodríguez-Santana, A., Santana, F. (2006). Tsunami deposits related to flank collapse in oceanic volcanoes: The Agaete Valley evidence, Gran Canaria, Canary Islands. *Marine Geology*, 227 (1–2), 135-149.
- Palomino, D., Vázquez, J.T., Somoza, L., León, R., López-González, N., Medialdea, T., Fernández-Salas, L.M., González, F.J., Rengel, J. (2016). Geomorphological features in the southern Canary Island Volcanic Province: The importance of volcanic processes and massive slope instabilities associated with seamounts. *Geomorphology*, 255, 125-139.
- Pastor, M. V., Vélez-Belchí, P., & Hernández-Guerra, A. (2015). Water masses in the Canary current large marine ecosystem. Oceanographic and biological features in the Canary Current Large Marine Ecosystem. IOC-UNESCO, Paris. IOC Tech Ser, 115, 73-79.
- Hernández-Guerra, A., Fraile Nuez, E., Lopez-Laatzen, F., Martínez, A., Parrilla, G., Velez, P. (2005). Canary Current and North Equatorial Current from an inverse box model. Journal of Geophysical Research, 110, C1209.
- Pope E.L., Jutzelerb, M., Cartignyc, M.J.B., Shreeved, J., Talling, P.J., Wrightg, I.C., Wysoczansk, R.J. (2018). Origin of spectacular fields of submarine sediment waves around volcanic islands. *Earth and Planetary Sciences*, 493, 12-24.
- Puig, P., Durán, R., Muñoz, A., Elvira, E., Guillén, J. (2017). Submarine canyon-head morphologies and inferred sediment transport processes in the Alías-Almanzora canyon system (SW Mediterranean): On the role of the sediment supply. *Marine Geology*, 393, 21-34.
- Quartau, R., Ramalho, R.S., Madeira, J., Santos, R., Rodrigues, A., Roque, C., Carrara, G., Brum, da Silveira, A. (2018). Gravitational, erosional and depositional processes on volcanic ocean islands: Insights from the submarine morphology of Madeira Archipelago. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 482, 288-299.
- Ribó, M., Puig,P., Muñoz, A., Lo Iacono, C., Masqué, P., Palanques, A., Acosta, J., Guillén, J., Gómez Ballesteros, M., (2016). Morphobathymetric analysis of the large finegrained sediment waves over the Gulf of Valencia continental slope (NW Mediterranean). *Geomorphology*, 253, 22-37.
- Sangrá, P., Basterretxea, G., Pelegrí, J.L., Arístegui, J. (2001). Chlorophyll increase due to internal waves on the shelf break of Gran Canaria (Canary Islands). *Scientia Marina*, 65 (Suppl.1), 89-97.
- Sangrá, P., Auladell, M., Marrero-Díaz, A., Pelegrí, J.L., Fraile-Nueza, E., Rodríguez-Santana, A., Martín, J.M., Mason, E., Hernández-Guerra, A. (2007). On the nature of oceanic eddies shed by the Island of Gran Canaria. *Deep-Sea Research I* 54, 687–709.
- Symons,W.O., Sumner, E.J., Talling, P.J., Cartigny, M.J.B., Clare, M.A., (2016). Large-scale sediment waves and scours on the modern seafloor and their implications for the prevalence of supercritical flows. *Marine Geology*, 371, 130-148.
- Wynn, R.B., Stow, D.A.V., (2002). Classification and characterisation of deep-water sediment waves. *Marine Geology*, 192 (1-3), 7-22.



# IMPLICACIONES DEL RETROCESO COSTERO DE ACANTILADOS EN LA CONSERVACIÓN DEL PATRIMONIO CULTURAL: EL EJEMPLO DEL CASTRO DE EL CASTIELLU DE PODES (ASTURIAS, NORTE DE ESPAÑA)



M. Jiménez-Sánchez <sup>(1)</sup>, M.J. Domínguez-Cuesta <sup>(1)</sup>, D. Ballesteros <sup>(2)</sup>, C. López-Fernández <sup>(1)</sup>, P. González-Pumariega <sup>(3)</sup>, P. Valenzuela <sup>(4)</sup>

(1) Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, c/Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo mjimenez@uniovi.es, dominguezmaria@uniovi.es, lopezcarlos@uniovi.es

(2) IDEES (UMR 6266), Universidad de Rouen Normandie/CNRS, Mont Saint-Aignan CEDEX <u>daniel.ballesteros@univ-rouen.fr</u>
(3) Departamento de Explotación y Prospección de Minas, Universidad de Oviedo, Escuela Politécnica de Mieres, c/ Gonzalo Gutiérrez Quirós s/n, 33600 Mieres <u>pelayogs@univvi.es</u>

(4) Tecnologías y Servicios Agrarios, Tragsatec S.A., c/ Julián Camarillo, 6B, 28037 Madrid pablo.valenzuela.mendizabal@gmail.com

Resumen (Implications of the coastal retreat of cliffs in the conservation of the Cultural Heritage: the example of Castro de El Castiellu de Podes (Asturias, Northern Spain): The conservation of cultural heritage in coastal cliff areas is potentially threatened by erosion processes. This work aims to characterize the processes of coastal retreat that affect the conservation of El Castiellu de Podes hillfort (Asturias), and to determine the factors that control their development. The applied methodology combines acquisition of geological and geomorphological data, GIS data management and topographic monitoring of 21 control points. Coastal retreat partially affecting the hillfort remnants includes mainly slope instability processes (falls, topples, translational slides and complex movements). The development of these processes is controlled by geological factors (structural pattern and lithology contrast), marine dynamics and its relationship with storms in the area, and rainfall regime. The preliminary measurements obtained by topographic control imply coastal recession rates of less than 1 cm/year, although these results must be confirmed by ongoing research.

**Palabras clave:** Geoarqueología, acantilado, inestabilidad de laderas, retroceso costero **Key words**: Geoarchaeology, coastal cliff, slope instability, coastal retreat

### INTRODUCCIÓN

El retroceso de la costa está vinculado a fenómenos de cambio climático y afecta a gran cantidad de población e infraestructuras, por lo que constituye uno de los grandes retos a afrontar en el futuro. Entre los bienes potencialmente afectados por el retroceso costero se encuentra el Patrimonio Cultural localizado en las zonas litorales. Particularmente, en costas acantiladas, las penínsulas y cabos han sido utilizadas históricamente como lugares de asentamiento con fines estratégicos y de vigilancia, lo que determina que, justamente en ellas, se conserven distintas construcciones y restos arqueológicos. Sin embargo, estas zonas son altamente vulnerables frente a la actuación de los procesos erosivos vinculados a la dinámica marina, lo que supone a su vez una elevada vulnerabilidad del patrimonio cultural en ellas emplazado.

El sector asturiano de la costa cantábrica (Norte de España) presenta más de 660 km de costa recortada, fundamentalmente ocupada por acantilados escarpados, donde son muy frecuentes los procesos de gravedad (Valenzuela et al., 2017a; Domínguez-Cuesta et al., 2018). En esta zona se han documentado 29 yacimientos arqueológicos vinculados a Castros Marítimos, cronológicamente atribuidos a los siglos I-III d. C. (Camino Mayor, 1995).

En enero de 2018 iniciamos el proyecto de investigación: "Inestabilidad de laderas como indicador del retroceso de la costa cantábrica:

caracterización multidisciplinar, COSINES", cuyo objetivo principal es la evaluación del retroceso de la costa asturiana, utilizando como indicador geomorfológico la inestabilidad de los acantilados para el período 2018-2020. Entre las potenciales aplicaciones de los resultados de este proyecto está la protección del Patrimonio Cultural de la costa asturiana. Una de las áreas escogidas para la toma de datos del proyecto es la península costera donde se ubica el Castro del Castiellu de Podes, que ya ha constituido un área piloto para la puesta en marcha de un programa preliminar de análisis del riesgo geoarqueológico (Jiménez-Sánchez y Ballesteros, 2017).

El proyecto COSINES representa una oportunidad única para cuantificar la relación entre los procesos erosivos asociados al retroceso costero y la conservación del patrimonio cultural en este espacio arqueológico. Este trabajo tiene como objetivos: 1) la caracterización de los procesos de retroceso costero que afectan potencialmente a la conservación del espacio arqueológico y 2) la determinación de los factores que controlan la actuación de dichos procesos.

### LOCALIZACIÓN

La zona de estudio es una península rocosa de orientación N-S denominada Punta'I Castiellu o Punta Llampero (Concejo de Gozón, Asturias), que ocupa una extensión de 75.622 m2 y está situada 5 km al Suroeste del Cabo Peñas. En ella se encuentra el espacio arqueológico denominado



como "El Castiellu de Podes", cuyo límite está constituido por el borde del acantilado, tanto al Oeste como al Norte y al Este, extendiéndose hacia una franja de terreno localizada más al Sur (Fig. 1). Se trata de uno de los denominados "Castros Marítimos" de Asturias, cuya caracterización arqueológica y contextualización geográfica y geológica ha sido abordada por Camino Mayor (1995), quien ha descrito la presencia de sistemas de defensa (tres fosos y un parapeto), además del recinto principal, de planta irregular y los restos de una construcción circular.

Desde el punto de vista climatológico, al igual que el resto de la costa asturiana, este sector presenta un oceánico templado lluvioso clima У con precipitaciones medias de más de 1000 mm/año. El principal factor dinámico de esta costa mesotidal se relaciona con oleajes procedentes del Noroeste, frecuentemente afectada por fuertes siendo tormentas del Océano Atlántico, especialmente en invierno. Las olas más habituales son de 2-3 m de altura aunque a menudo se producen tormentas marítimas causadas por los vientos del Oeste y el Noroeste que provocan olas de más de 7 m de altura (Izaguirre et al., 2011).



Fig. 1: Localización de la zona de estudio incluyendo los puntos de control topográfico.

### METODOLOGÍA

La metodología de trabajo desarrollada incluye los siguientes aspectos: 1) Fotointerpretación, tomando como base las fotografías aéreas (PNOA, 2011) del Centro Nacional de Información Geográfica, así como imágenes de la aplicación GoogleEarth; 2) trabajo de campo para toma de datos del sustrato rocoso, de la geomorfología, así como evidencias de procesos geomorfológicos activos; 3) cartografía geológica y geomorfológica a escala 1:5.000; 4)

transferencia de la información al Sistema de (ArcGIS Información Geográfica 10.3) representando los datos sobre el mapa topográfico de escala 1:5.000 del Principado de Asturias (2011), la ortofotografía PNOA y Modelo Digital de Elevaciones (LIDAR) del Centro Nacional de Información Geográfica; 5) Monitorización topográfica de 21 puntos de control (6 hitos feno y 15 clavos topográficos (Fig. 1) con toma de medidas mediante una estación total Leica TCR1203 en tres campañas de campo desarrolladas desde el 25 de junio de 2018.

### RESULTADOS

Los resultados comprenden la caracterización geológica y geomorfológica de la zona de estudio, como paso previo para el establecimiento de los procesos activos en la zona y la determinación y discusión de los factores que los controlan.

El sustrato rocoso de la zona está constituido por rocas de edad devónica pertenecientes al Grupo Rañeces (Vera de la Puente, 1989), que pueden agruparse en dos conjuntos: (1) calizas, dolomías, margas y lutitas grises, que afloran en el sector oriental y septentrional de la península de Punta'l Castiello y (2) calizas arenosas, areniscas calcáreas, margas y lutitas ocres, que afloran principalmente al Sur de la península, constituyendo la totalidad de los acantilados del SE y la parte más elevada de los acantilados del SO. A escala local, las rocas de la península de estudio están afectadas por un cabalgamiento probablemente varisco, de dirección SO-NE, al que se asocia un pequeño pliegue antiforme de dirección SO-NE que aflora en el Norte del Castro. A escala de afloramiento, se observan dos fallas de, al menos, 120 m de longitud, de dirección NE-SO que cortan el cabalgamiento en el interior del yacimiento arqueológico, e individualizan un pequeño cuerpo rocoso de calizas, margas y lutitas grises. Además, todas las rocas están afectadas por, al menos, tres sistemas de fracturas: J1, con rumbo NO-SE e inclinaciones de entre 50 y 90 ° al SO, J2, con rumbo N-S, buzando 20-50° al Oeste y J3, con disposición NE-SO y buzamiento de 40-80° al NO.

Desde el punto de vista geomorfológico, la superficie culminante del saliente rocoso de Punta'l Castiellu corresponde a uno de los niveles de rasa reconocidos en la Costa Cantábrica, ampliamente descritos por diversos autores ya desde Flor (1983) y Mary (1983). Esta superficie de rasa se localiza a altitudes que oscilan entre 25 y 35 m y se encuentra limitada al Oeste, Norte y Este por acantilados de 25-30 m de altura y pendientes de entre 30º-70º. La caracterización geomorfológica realizada considera la existencia de dos unidades geomorfológicas bien diferenciadas: la superficie de la rasa, cuyo relieve está modificado antrópicamente como pone de manifiesto la presencia de los restos del castro, y los acantilados, donde tienen lugar los procesos activos que, potencialmente afectan a su conservación (Fig. 2). Estos dos apartados son descritos а continuación.





Fig. 2: Evidencias de procesos activos detectados en el acantilado occidental de Punta'i Castiellu A Vista general de los desprendimientos de bloques (algunos con posible componente de vuelco) y movimientos complejos en el acantilado occidental. B y C Detalle de los principales movimientos complejos.

La superficie de la rasa está dominada por un relieve irregular, en el que se reconocen un conjunto de formas asociadas a procesos naturales y mixtos y otro conjunto de formas y depósitos antrópicos. Entre las formas naturales y mixtas, se han reconocido localmente acumulaciones de arcillas y limos que han sido interpretadas como formaciones kársticas residuales, asociadas a la alteración de las calizas, margas y lutitas que afloran en el Oeste y Norte de la zona de estudio. También se han reconocido dos depresiones cerradas de planta circular, con 7-10 m de diámetro, interpretadas como estructuras de colapso del sustrato rocoso, que parecen afectar a las formaciones kársticas residuales y a bloques rocosos que los recubren. Su origen podría estar asociado a la existencia de cavidades kársticas infrayacentes, combinada con procesos de gravedad, no pudiendo descartarse una influencia antrópica en su formación. Entre las formas antrópicas se han identificado parapetos, fosos y otras posibles evidencias arqueológicas, la mayor parte de las cuales han sido contrastadas con la obra de Camino Mayor (1995).

En cuanto a los acantilados, se reconocen evidencias de la actuación de procesos de gravedad que, siguiendo la clasificación de Varnes (1978), pueden ser clasificados en tres grupos: 1) desprendimientos y vuelcos; los primeros son observables en la totalidad del acantilado; mientras que los segundos se observan sólo en el acantilado occidental; 2) deslizamientos traslacionales, que afectan a bloques de morfología prismática y 3) movimientos complejos, de los que destacan dos cuyas cabeceras principales, una con la concavidad hacia el Norte y otra con la concavidad hacia el Oeste, sugieren una componente rotacional en el desplazamiento; estos movimientos y afectan a una de las estructuras identificadas como parapetos (Fig. 2).

El movimiento detectado a partir del seguimiento topográfico realizado desde junio de 2018 pone de manifiesto que 11 de los marcadores topográficos utilizados, han tenido un desplazamiento de 1 cm en XY y en 10 de ellos, se ha producido un movimiento de 1 cm en Z.

## DISCUSIÓN

Entre los factores que controlan la eficacia de la actuación de los procesos de inestabilidad en el retroceso del acantilado de Punta'l Castiellu pueden incluirse factores geológicos, la acción marina y factores meteorológicos.

Dentro de los factores geológicos se encuentra la naturaleza litológica del sustrato, la estructura y sus características tectónicas. Así, la litología del sustrato geológico incluye la alternancia de rocas de diferente competencia (calizas, margas, lutitas y



areniscas) que se desestabilizan mediante procesos de caída de rocas, vuelcos y avalanchas, mientras que la existencia de formaciones superficiales constituidas por arcillas y limos condicionan el desarrollo preferente de movimientos compleios con participación de deslizamiento y flujo. El patrón estructural de las rocas, con predominio de buzamientos verticales o subverticales y, al menos, tres sistemas de fracturas, determina una desigual distribución de los procesos activos. Si bien, los desprendimientos tienen lugar en toda la península, la aparición de vuelcos en el acantilado oriental está vinculada a la influencia del sistema de fracturas J2, mientras que los deslizamientos traslacionales de bloques del acantilado occidental están controlados principalmente por el sistema de fracturas J1, que buza hacia el SO. Finalmente, desde el punto de vista tectónico, la existencia de estructuras geológicas como cabalgamientos, pequeñas fallas y un pliegue fallado, condicionan una menor resistencia del material frente a la rotura.

Respecto a la acción marina, cabe señalar un mayor impacto del oleaje en los acantilados occidental y norte que en el oriental, explicada a su vez por una mayor incidencia de los temporales que provienen del Noroeste. Por otra parte, esta acción marina explica la mayor acumulación de depósitos de gravedad al pie del acantilado oriental, relativamente más protegido que el occidental frente a la acción del oleaje.

Por último, es destacable la importancia de las precipitaciones, que condicionan un aporte de agua tanto al material rocoso del sustrato como a las formaciones superficiales que lo recubren (Valenzuela et al., 2017b). Esta presencia de agua es un factor de gran importancia en el desencadenamiento de inestabilidades, fundamentalmente en la parte superior del acantilado, contribuyendo a la aénesis de movimientos complejos con participación de flujo como los que se observan en el sector centrooccidental del espacio arqueológico.

### CONCLUSIONES

Este trabajo ha llevado a cabo la caracterización de los procesos activos que afectan a la dinámica natural de la zona acantilada de Punta'l Castiellu, y que potencialmente pueden afectar a la conservación de los restos del Castro Marítimo del Castiello de Podes, enclavados sobre ella.

Los procesos activos que controlan la evolución geomorfológica de la zona y que son susceptibles de afectar al castro incluyen la acción marina y los procesos de inestabilidad gravitatoria asociados. Así, el oleaje socava la base del acantilado y produce su desestabilización mediante desprendimientos, vuelcos, deslizamientos traslacionales de bloques y movimientos complejos, cuya distribución espacial muestra un patrón asimétrico. Dicho patrón puede ser explicado mediante la combinación de 1) factores geológicos (fundamentalmente influencia de tres sistemas de fracturas y del contraste de resistencia de las rocas del sustrato y las formaciones superficiales) y 2) la dinámica marina y su relación con los temporales en la zona. El aporte de agua procedente de las precipitaciones es otro factor a tener en cuenta.

Los datos preliminares de la monitorización de la parte occidental del acantilado, que han puesto de manifiesto una baja actividad de los procesos de inestabilidad, con desplazamientos inferiores a 1 cm/año desde junio de 2018, deben ser complementados medidas futuras con de seguimiento y monitorización. Para ello será preciso continuar combinando el trabajo geoarqueológico, geomorfológico, fotogramétrico y geomático en esta zona piloto, desarrollando así una metodología de trabajo válida para otras áreas con una problemática similar.

**Agradecimientos** Este trabajo es una contribución del Grupo de Investigación GEOCANTABRICA, realizada en el marco del proyecto COSINES (CGL2017-83909-R), de la convocatoria 2017 de Proyectos RETOS financiada por el Ministerio de Economía, Industria y Competitividad (MINECO), la Agencia Estatal de Investigación (AEI) y el Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER).

- Camino Mayor, J. (1995): Los castros marítimos en Asturias. RIDEA. 256 pp. Domínguez-Cuesta, M.J., Valenzuela, P., Rodríguez-
- Domínguez-Cuesta, M.J., Valenzuela, P., Rodríguez-Rodríguez, L., Ballesteros, D., Jiménez-Sánchez, M., Piñuela, L., García-Ramos, J.C. (2018): Cliff coast of Asturias. En: Morales, J.A. (Ed.). The Spanish coastal systems. Dynamic processes, sediments and management. 49 -77. Springer.
- Flor, G. (1983): Las rasas asturianas: ensayo de correlación y emplazamiento. *Trabajos de Geología*, 13, 65-81.
- Mary, G. (1983): Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. *Trabajos de Geología*, 13, 3-35.
- Izaguirre, C., Méndez, F.J., Menéndez, M., Losada, I.J., (2011): Global extreme wave height variability based on satellite data. *Geophysical Research Letters*, 38, L10607.
- Jiménez-Sánchez, M., Ballesteros, D. (2017): Análisis preliminar del riesgo geoarqueológico en Castros Marítimos de Asturias: El Castiellu (Asturias, España). *Geogaceta*, 62, 59-62.
- Valenzuela P., Domínguez-Cuesta M.J., Mora García M.A., Jiménez-Sánchez M. (2017a): A spatio-temporal landslide inventory for the NW of Spain: BAPA database. *Geomorphology* 293: 11-23.
- Valenzuela P, Domínguez-Cuesta MJ, Mora García MA, Jiménez-Sánchez M (2017b) Rainfall thresholds for the triggering of landslides considering previous soil moisture conditions (Asturias, NW Spain). Landslides, 15, 273-282.
- Varnes, D. I. (1978): Landslides types and processes. En: Landslides Research Board Special Report, 29: 20-47.
- Vera de la Puente, C. (1989): Revisión litoestratigráfica y correlación de los grupos Rañeces y la Vid (Devónico inferior de la Cuenca Astur-Leonesa). *Trabajos de Geología*, 18, 53–65.



# **REFLEJO ESTRATIGRÁFICO DE LOS FORZAMIENTOS CLIMÁTICOS,** NEOTECTÓNICOS Y ANTRÓPICOS EN EL PALEOPAISAJE DE LA BAHÍA MAZARRÓN (MURCIA)

T. Torres <sup>(1)</sup>, J.E. Ortiz <sup>(1)</sup>, M. Ros <sup>(2)</sup>, P. Navarro <sup>(3)</sup>, I. Manteca<sup>(4)</sup>, J. López-Cilla <sup>(5)</sup>, L.A. Galán de Frutos <sup>(5)</sup>, Y. Sánchez-Palencia <sup>(1)</sup>, S. Ramallo <sup>(2)</sup>, T. Rodríguez Estrella <sup>(4)</sup>, A. Blázquez <sup>(6)</sup>

(1) Laboratorio de Estratigrafía Biomolecular. E.T.S.I. Minas y Energía de Madrid, Universidad Politécnica de Madrid. C/ Ríos Rosas 21. 28003-Madrid. trinidad.torres@upm.es, joseeugenio.ortiz@upm.es, yolanda.sanchezpalencia@upm.es (2) Departamento de Prehistoria, Arqueología, Historia Antigua Historia Medieval y Ciencias y Técnicas Historiográficas,

Universidad de Murcia. C/ Santo Cristo, 1. 30001-Murcia. <u>milaros@um.es</u>, sfra@um.es (3) Departamento de Geografía, Universidad de Murcia. C/ Santo Cristo, 1. 30001-Murcia. franaher@um.es

(4) Departamento de Ingeniería Minera, Geológica y Cartográfica, Universidad Politécnica de Cartagena. Paseo Alfonso XIII, 52. 30203-Cartagena. nacho.manteca@upct.es, tomas.rodriguez@upct.es

(5) Departamento de Infraestructura Geocientífica y Servicios, IGME. C/Ríos Rosas 23. 28003-Madrid. I.galan@igme.es, i.lopez@igme.es

(6) Instituto Universitario de Medio Ambiente y Ciencias Marinas, Universidad Católica de Valencia. C/Guillem de Castro, 94. 46001-Valencia. ana.blazquez@uv.es

Abstract (Stratigraphycal record of climatic, neotectonic and anthropical forcings in the paleo-landscape of the bay of Mazarrón, Murcia). Cores of 10 boreholes drilled inland of Mazarrón bay were sampled and studied. Sedimentology and paleontology of the samples revealed a micro-mosaic of paleoenvironments: from lagoon to coastal mud flat with changing periods of permanent/ephemeral water level and alluvial sedimentation. Amino acid racemization (AAR) revealed that some borehole records were of Pleistocene age (MIS7) and some others belonged to the Holocene (MIS1). FRX analysis show that the top of AAR dated Holocene records revealed high Pb concentrations coinciding with mining and metallurgic activities since Phoenician and Roman times. Las Moreras Fault controlled MIS7 and MIS1 sedimentary areas and facies.

Palabras clave: geomorfología costera, neotectónica, minería antigua, evolución de facies. Key words: coastal geomorphology, neotectonics, ancient mining, facies evolution.

### INTRODUCCIÓN

Los trabajos de campo en Mazarrón, también en Cartagena, se iniciaron con el desarrollo de ambiciosas campañas de perforación de sondeos con recuperación de testigo continuo y que, en el caso de Mazarrón, fueron base de un detallado estudio palinológico (Fierro, 2014; Carrión et al 2018). También aparecen publicaciones que interpretan procesos neotectónicos del Holoceno (Rodríguez-Estrella et al. 2011) y una crisis de aridez en el Holoceno medio (Navarro-Hervás et al. 2014) que se reflejó en una intercalación de halita de uno de los sondeos.

Todos los sondeos, a excepción de MZ15 que fue para análisis palinológico, fueron empleado muestreados de acuerdo con los cambios litológicos observables y las muestras fueron destinadas a diversos análisis (sedimentología, paleontología, geoquímica orgánica, FRX, y datación por racemización de aminoácidos). Se disponía de un cierto número de dataciones por <sup>14</sup>C que presentaban bastantes incongruencias por ello se recurrió al empleo de dataciones por racemización de aminoácidos que en los sondeos de Cartagena había proporcionado datos muy consistentes (Ortiz et al. 2015).

Desde hace unos años se está realizando el análisis de los contenidos en elementos traza para la reconstrucción de la composición atmosférica que está relacionada con aspectos paleoambientales y antrópicos. De hecho, Martínez Cortizas et al. (2002) y Shotyk (2002), entre otros, han revelado que la contaminación atmosférica por elementos pesados,

como el Pb y Cu, comenzó hace por lo menos 3.000 años, incluso 5.000 años (Martínez-Cortizas et al., 2016).

Los objetivos fueron la reconstrucción de la estratigrafía y evolución paleambiental del relleno cuaternario de la Bahía de Mazarrón, así como determinar la posible influencia antrópica.

### LOCALIZACIÓN

La zona de estudio se extiende desde Cabo de Palos a Cabo Cope con dos unidades fisiográficas bien diferenciadas de Cabo de Palos a Cabo Tiñoso predominan acantilados con playas diminutas. Al sur de Cabo Tiñoso hasta Cabo de Cope aparece la bahía de Mazarrón: una serie de promontorios formados por rocas del complejo Maláguide, esquistos y dolomías, que alternan con rocas blandas del Neógeno en las que se desarrollan bahías

La bahía de Mazarrón en una depresión controlada por dos fallas activas de acuerdo a la Quaternary Active Faults Database (García-Mayordomo et al. 2012) Las Moreras (LM) y Mazarrón Norte, ambas d orientación ONO-ESE. Rodríguez Estrella et al. (2011) publican una serie de fallas deducidas a partir de las dataciones <sup>14</sup>C de los sondeos y de los cambios de facies. Estas fallas se pueden considerar fallas satélites de la falla de las Moreras (LM). El curso de la rambla de las Moreras parece haber sido condicionada por una falla no incluida en la base QUAFI pero que parece haber sido activa en el Pleistoceno superior y que denominamos RM.





Fig. 1: Localización geográfica de los sondeos estudiados de Mazarrón. LM: falla de Las Moreras; RM: falla de la Rambla de las Moreras.

## METODOLOGÍA

La Universidad de Murcia perforó 10 sondeos (MZ-11 a MZ-20) (Fig. 1), obteniéndose testigos de 15-12 m, totalizando 113,6 m.

Se tomaron muestras representativas de las diferentes facies, resultando un total de 335 muestras para sedimentología, paleontología y fluorescencia de rayos X. adicionalmente se tomaron 365 muestras para análisis polínico del sondeo MZ-15 (Carrión et al., 2018). Asimismo se recogieron 38 muestras para análisis de <sup>14</sup>C y 53 para datación por racemización de aminoácidos.

### Análisis sedimentológico

Se realizó una separación por tamaño de grano (tomando en cuenta la fracción superior a 63µm) que se obtenía de manera rutinaria tras el tamizado en húmedo de las muestras.

El residuo en los tamices permitió la separación de fósiles, minerales detríticos y de neoformación (halita, yeso, pirita).

La determinación del color del sedimento permitió una aproximación a las condiciones de oxidación/ reducción del depósito.

### Datación por racemización de aminoácidos

Las muestras estudiadas estaban constituidas por valvas de la especie *Cyprideis torosa* (Jones). Los ostrácodos se limpiaron en agua en un baño de ultrasonidos y se seleccionaron empleando una lupa binocular Wild. Las muestras fueron preparadas y analizadas en el Laboratorio de Estratigrafía Biomolecular de la E.T.S.I. Minas de Madrid. El análisis se realizó en un cromatógrafo de líquidos de altas prestaciones (HPLC-1100) con detector de fluorescencia y columna hypersil BDS C18.

### Fluorescencia de Rayos X

Las muestras se analizaron en un espectrómetro de Fluorescencia de Rayos X por dispersión de longitudes de onda Magix de PANalytical con Tubo de Rodio y muestreador automático de los Laboratorios del IGME.

## RESULTADOS

#### Cronología

Las relaciones D/L (dextrógiro/ levógiro) del ácido aspártico de los ostrácodos de los niveles estudiados se introdujeron en el algoritmo de cálculo de edad establecido por Ortiz et al. (2015) para muestras del Holoceno.

Las edades <sup>14</sup>C presentaban ciertas incongruencias por lo que, para definir cronológicamente las unidades, se recurrió a la datación mediante el análisis de la racemización de aminoácidos en caparazones de ostrácodos. De acuerdo con los valores obtenidos aparecen tres conjuntos de edades claramente diferenciados (Figs. 2, 3):

-Los sondeos MZ11, MZ18 y MZ19 cortan exclusivamente un registro de edad Pleistoceno medio (MIS7), aunque a techo tienen recubrimiento muy reciente.

-En el sondeo MZ20, aproximadamente desde el metro 10, el registro se sitúa claramente en el MIS5. -Los sondeos MZ14, MZ17, MZ13, MZ16, MZ12 y los 10 metros superiores del sondeo MZ20, se sitúan en el MIS1. Cabe citar que el sondeo MZ15, que se empleó únicamente para estudios palinológicos se situaría en este grupo de edad.

### Facies

Las facies se individualizaron de acuerdo con una serie de características básica:

De acuerdo con estos datos se distinguieron las facies siguientes:

Lagoon inundado (WLG). Colores reducidos, a la fauna de la facies FMF se une la presencia de especies de clara afinidad marina aunque no de forma dominante excepto en la base del sondeo MZ17.

Lagoon emergido (ELG). Similar a la facies WLG pero con sedimentos de colores que indican oxidación (ma





Fig. 2: Correlación de facies en los sondeos pertenecientes al MIS1. Contenido en Pb de origen antropogénico en el sondeo MZ-16 (en rojo se muestran las daraciones por racemización de aminoácidos).

Llanura fangosa costera inundada (FMF). Sedimentos de colores que indican su depósito en condiciones reductoras (gris-negro). Fauna pauciespecífica dominada por *Cerastoderma glaucum, Loripes lacteus* y *Cyprideis torosa.* 

Llanura fangosa emergida (EMF). Similar a la facies FMF pero los sedimentos muestran colores que indican establecimiento de condiciones oxidantes. Llanura fangosa salina (SMF). Colores que indican condiciones reductoras u oxidantes. En la fracción superior a 63µm predomina yeso lenticular

homométrico, puede haber algún resto de *Cerastoderma, Hydrobia, Potamides* juvenil. Llanura aluvial fangosa (AMF). Sedimentos finos de

colores oxidados. Prácticamente azoica salvo algún fragmentos de helícido.

Todos los sondeos emboquillan en rellenos antrópicos del siglo XX (relleno de la salina). En todos los casos el tamaño dominante de partícula fue <63µm, aunque en algún caso predomina la arena fina/muy fina de cuarzo. En algunas muestras aparecen grandes cantidades de lentículas de yeso tamaño limo y arena fina. En cualquier caso, casi todos los materiales depositados en estas facies lo fueron en suspensión siendo raros los que evidencian transporte por corrientes tractivas (base de MZ17).

### Mz19



Fig. 3: Correlación de facies en los sondeos pertenecientes al MIS7. La leyenda se encuentra en la Fig. 2.

Registro del Pb

Para discriminar la influencia antrópica de la natural, se calculó el factor de enriquecimiento del Pb, normalizándolo respecto a un elemento conservativo que, en este caso fue el Ti. La fórmula empleada fue: PbEF = ([Pb]/[Ti])<sub>muestra</sub>/([Pb]/[Ti])<sub>referencia</sub>

Para determinar el valor [Pb]/[Ti]<sub>referencia</sub> se puede considerar el de la corteza superior o el correspondiente de niveles pre-antropogénicos. En este caso el valor de [Pb]/[Ti]<sub>referencia</sub> se tomó de la media de las muestras más profundas para cada sondeo, considerándolo como el nivel de fondo en épocas anteriores a la influencia antrópica.

Para diferenciar entre el aporte natural (litogénico) de Pb y el antropogénico se empleó la metodología de Shotyk et al. (2000). El aporte de Pb litogénico corresponde al aportado procedente de aerosoles derivados del suelo y se calcula mediante la expresión: [Pb]<sub>litogénico</sub>=[Ti]<sub>muestra</sub> x ([Pb]/[Ti])<sub>litogénico</sub> Una vez calculado el valor del Pb litogénico, la concentración de Pb antropogénico se calcula a partir de la siguiente expresión: [Pb]<sub>anthropogénico</sub> = [Pb]<sub>total</sub> - [Pb]<sub>litogénico</sub>

# DISCUSIÓN

### Evolución lateral de las facies

Los materiales datados en el MIS7 presentan la siguiente evolución lateral de facies (Fig. 3).

En los tres sondeos la sedimentación se inicia con ausencia de influencia marina: llanura aluvial fangosa (AMF) hacia el oeste que cambia hacia el este a llanura fangosa/arenosa salina con fauna de ambiente salobre y poco abundante (*Hydrobia*, *Cerastoderma*, *Potamides*).

En la vertical el sistema evoluciona a un ambiente lagunal, generalmente con presencia constante de agua (FLG), aunque hay algunos episodios zonales de emersión (ELG) que, hacia el oeste (MZ19), pasan a ser dominantes. Los ostrácodos son de aguas salobres y hay muy poca diversidad de moluscos, similares a los del tramo inferior, pero más abundantes.

La sedimentación a techo se continentalita, se hace más aluvial y grava y arena pasan a ser dominantes, aunque se mantiene la denominación. Hacia el oeste



(MZ19) se desarrolla una llanura fangosa salina donde el sedimento tamaño arena está compuesto por lentículas de yeso.

Respecto a los depósitos datados en el MIS5, dado que solo han sido cortados en el sondeo MZ20, poco se puede hablar de sus relaciones laterales con otros depósitos cortados en los sondeos. En MZ20, a partir del metro 11 de profundidad, aparecen depósitos areno-gravelosos de carácter aluvial. En ellos abunda el carbón y los restos de gasterópodos terrestres. Hacia el mar se relacionarían con los depósitos de playa de edad MIS5e que aparecen en la bahía de Mazarrón.

En el panel de correlación de los registros de los sondeos que se han datado en el Holoceno (Fig. 2), se observa que hay un claro cambio de espesor entre los más occidentales (MZ20, MZ17 y MZ12) y los más orientales (MZ16, MZ13 y MZ14). A excepción de MZ17, se apoyan en materiales aluviales de edad incierta. Se interpreta que estos cambios de espesor se deben a una falla reciente que dejó el bloque occidental algo levantado.

Las edades de <sup>14</sup>C son poco definitorias. Tentativamente, parece que los niveles con rodolitos de la base de MZ14 representaría el inicio de la transgresión que aparece también en MZ17, como un nivel de playa "wrack-line" y en MZ13. Posteriormente, va a onlapar sobre el pequeño umbral occidental (MZ12, MZ20). El inicio de la sedimentación marina, hacia la bahía de Mazarrón, es propia de un lagoon inundado que hacia tierra (oeste) va cambiado a lagoon emergido y llanura fangosa inundada y posteriormente emergida. Resulta interesante que, a partir de un cierto momento, el centro de influencia marina se desplaza hacia el oeste como claramente aparece en MZ12 y, aparentemente, la neotectónica no le afectó de forma evidente va que el nivel en facies de lagoon inundado se correlaciona netamente entre MZ12 y M716

El final de todos los registros lo constituyen depósitos aluviales especialmente potentes en MZ20.

Por otro lado, los resultados confirman que el Pb (Fig. 2) de la base del registro es, principalmente, de origen litogénico (ca. 500), mientras que los máximos observados en la parte superior del registro (ca. 10.000) corresponden a un origen antropogénico coincidente con la explotación de minas y actividad metalúrgica desde época fenicia y romana.

### CONCLUSIONES

Del análisis sedimentológico y paleontológico de los testigos de los sondeos perforados en el límite terrestre de la bahía de Mazarrón, se deduce que en la zona se desarrolló un micromosaico de ambientes sedimentarios que iban de lagoon a llanura fangosa costera pero con cambiantes periodos de niveles de agua permanentes o efímeros, así como períodos de sedimentación aluvial. Las dataciones AAR permitieron determinar la pertenencia de algunos sondeos al Pleistoceno (MIS7). Análisis por FRX encontraron altos contenidos en Pb en los sondeos del MIS1, mientras que presentaba valores muy bajos en los sondeos datados en el MIS7, en concordancia con el inicio del laboreo y metalurgia del Pb en la zona. La actividad reciente de la Falla de las Moreras controló las áreas de sedimentación y el desarrollo de facies.

**Agradecimientos:** Este trabajo se ha financiado por el Proyecto del Plan Nacional *Cambios ambientales y ocupación humana en el sector central del sureste ibérico* (HAR2017-85726-C2-2-P).

- Carrión, J.S., Fierro, E., Ros, M., Munuera, M., Fernández, S., Manzano, S., Ochando, J., Amorós, G., Navarro, F., González, P. (2018). Ancient forests in European drylands: Holocene palaeoecological record of Mazarrón, south-eastern Spain. *Proceedings of the Geologists' Association*, 129, 512-525.
- Fierro, E.. (2014). Paleoambientes en el Sureste de España: nuevos datos palinológicos y discusión en el contexto de la Península Ibérica. Tesis Doctoral, Universidad de Murcia, 248 pp.
- Kylander, M.E., Weiss, D.J., Martínez Cortizas, A., Spiro, B., García-Sánchez, R., Coles, B.J. (2005). Refining the pre-industrial atmospheric Pb isotope evolution curve in Europe using an 8000 year old peat core from NW Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 240, 467-485.
- Manteca, J.I., Ros-Sala, M., Ramallo-Asensio, S., Navarro-Hervás, F., Rodríguez-Estrella, T., Cerezo-Andreo, F., Ortiz, J.E., Torres, T., Martínez-Andreu, M. (2017). Early metal pollution in Southwestern Europe: the former littoral lagoon of El Almarjal (Cartagena mining district, S.E. Spain). A sedimentary archive more than 8,000 years old. *Environmental Science and Pollution Research*, 24, 10584-10603.
- Martínez-Cortizas, A., Garcia-Rodeja, E., Pontevedra Pombal, X. Nóvoa Muñoz, J.C., Weiss, D., Cheburkin. A. (2002). Atmospheric Pb deposition in Spain during the last 4600 years recorded by two ombrotrophic peat bogs and implications for the use of peat as archive. *Science of the Total Environment*, 292, 33-44.
- Martínez Cortizas, A., López-Merino, L., Bindler, R., Mighall, T., Kylander, M.E. (2016). Early atmospheric metal pollution provides evidence for Chalcolithic/Bronze Age mining and metallurgy in Southwestern Europe. Science of the Total Environment, 545-546, 398-406.
- Navarro-Hervás, F., Ros-Sala, M., Rodríguez-Estrella, T., Fierro, E., Carrion, J.S., García-Veigas, J., Flores, J.A., Bárcena, M.A., García, M.S. (2014). Evaporite evidence of a mid-Holocene (c. 4550-4400 cal BP) aridity crisis in southwestern Europe and palaeoenvironmental consequences. *The Holocene*, 24, 489-502.
- Ortiz, J.E., Torres, T., Ramallo, S.F., Ros, M. (2015). Algoritmos de datación por racemización de aminoácidos de ostrácodos del Holoceno y Pleistoceno superior en la Península Ibérica. *Geogaceta*, 58, 63-66.
- Rodríguez-Estrella, T., Navarro-Hervás, F., Ros-Salas, M., Carrión, J., Atenza, J. (2011). Holocene morphogenesis along a tectonically unstable coastline in the Western Mediterranean (SE Spain). *Quaternary International*, 243, 231-248.
- Shotyk, W. (2002). The chronology of anthropogenic, atmospheric Pb deposition recorded by peat cores in three minerogenic peat deposits from Switzerland. *Science of the Total Environment*, 292, 19-31.
- Shotyk, W., Blaser, P., Grünig, A., Cheburkin, A.K. (2000). A new approach for quantifying cumulative, anthropogenic, atmospheric lead deposition using peat cores from bogs: Pb in eight Swiss peat bog profiles. *Science of the Total Environment*, 249, 281–295.
- Torres, T., Ramallo, S., Sánchez-Palencia, Y., Ros, M., Ortiz, J.E., Navarro, F., Cerezo, F., Rodríguez-Estrella, T., Manteca, I. (2018). Reconstructing human-landscape interactions in the ancient Mediterranean harbour of Cartagena (Spain). *The Holocene*, 16, 1-16.



# EVOLUCIÓN AMBIENTAL DE LOS ESTUARIOS DEL GEOPARQUE DE LA COSTA VASCA DURANTE EL HOLOCENO Y EL ANTROPOCENO



A. Cearreta <sup>(1)</sup>, M.J. Irabien <sup>(2)</sup>, J. Gómez Arozamena <sup>(3)</sup>, N. El bani Altuna <sup>(4)</sup>, A. Goffard <sup>(1)</sup>, A. Fernández Martín-Consuegra <sup>(1)</sup>, A. Hilario <sup>(5)</sup>

 (1) Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco UPV/EHU, Apartado 644, 48080 Bilbao. <u>alejandro.cearreta@ehu.eus</u>, <u>aintzane.goffard@ehu.eus</u>, <u>aitor.fernandez@ehu.eus</u>
(2) Departamento de Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco UPV/EHU, Apartado 644, 48080 Bilbao. <u>mariajesus.irabien@ehu.eus</u>

(3) Departamento de Ciencias Médicas y Quirúrgicas, Facultad de Medicina, Universidad de Cantabria, Avenida Herrera Oria s/n, 39011 Santander. jose.gomez@unican.es

(4) CAGE-Centre for Arctic Gas Hydrate, Environment and Climate, Department of Geosciences, UiT the Arctic University of Norway, Dramsveien 201, 9037 Tromsø, Noruega. <u>naima.e.altuna@uit.no</u>

(5) Euskal Kostaldeko Geoparkea, Ifar Kalea 4, 20820 Deba. flysch@gipuzkoa.eus

Abstract (Environmental evolution of the estuaries from the Basque Coast Geopark during the Holocene and the Anthropocene): In order to reconstruct the environmental evolution of the estuaries in the Basque Coast Geopark at different temporal scales (millennial, centennial, decadal), different long and short cores and surface samples were retrieved and studied. Their multiproxy analysis (metals, foraminifera, pollen and radioisotopes) shows their temporal transformation in response to regional sea-level variations and, more recently, an evident local human imprint corresponding to the industrial development of the area.

Palabras clave: Sondeos, Metales, foraminíferos, polen, radioisótopos *Key words*: Cores, *Metals, foraminifera, pollen, radioisotopes* 

## INTRODUCCIÓN

Los pequeños estuarios del Deba (5,5 km de longitud) y del Urola (Zumaia) (5,7 km) son los únicos ecosistemas de naturaleza salobre incluidos dentro del Geoparque de la Costa Vasca (Gipuzkoa) que presenta una naturaleza fundamentalmente acantilada. Los estuarios son sistemas sedimentarios que almacenan información geológica que permite conocer las condiciones ambientales pretéritas en esta zona litoral durante los últimos 10.000 años. Con el objetivo de reconstruir el proceso de transformación ambiental de estos estuarios en respuesta a las variaciones del nivel marino y a la intervención humana reciente, se han perforado distintos sondeos y recogido muestras superficiales.

### **MATERIALES Y MÉTODOS**

En Deba se perforaron tres sondeos (diámetro 10 cm) en diferentes partes del estuario. Los sondeos largos DB-1 (estuario superior, X: 551532,17; Y: 4793660,74; Z: +5,53 m; longitud 29,4 m) y DB-2 (estuario inferior, X: 551884; Y: 4793169; Z: +3,10 m; longitud 21 m) fueron perforados mediante rotopercusión en 2008 y 2014 respectivamente. El sondeo corto DB-3 (estuario medio, X: 551616; Y: 4793533; Z: +2 m; longitud 0,58 m) fue extraído manualmente en 2016. Además, se recogieron ocho muestras superficiales representativas de los distintos tramos en el año 2017 (Fig. 1). Por su parte, en el estuario del Urola se perforaron 4 sondeos. Los sondeos largos ZUM-1 (estuario inferior, X: 561069; Y: 4793612; Z: +3,46 m; longitud 25,8 m) y ZUM-2 (estuario superior, X: 560546; Y: 4792376; Z: +5,71 m; longitud 28,2 m) fueron perforados mediante rotopercusión en 2014, y los sondeos cortos ZM-1 (estuario inferior, X: 560858; Y: 4793713; Z: +0,22 m; longitud 0,50 m) y ZM-2 (estuario superior, X: 561.148; Y: 4792954; Z: +0,62 m; longitud 0,49 m) fueron extraídos a mano en 2015 y 2018 respectivamente. Además, también se recogieron cuatro muestras superficiales en el año 2018 (Fig. 1).

En los cuatro sondeos largos se tomaron muestras cada 90 cm aproximadamente para su análisis micropaleontológico (foraminíferos bentónicos) que tras su secado pesaron unos 300 g. Los tres sondeos cortos fueron divididos en muestras de 1 cm de espesor que, una vez secas, presentaron un peso individual de 80 g y se estudió su contenido en metales, foraminíferos, polen (sólo en ZM-2) y radioisótopos de origen natural y artificial. Las 12 muestras superficiales tenían un volumen de 80 cm<sup>3</sup> y se analizó su contenido en metales y foraminíferos.

El análisis geoquímico de las muestras superficiales y los sondeos manuales se llevó a cabo mediante ICP-OES (espectrometría de emisión óptica por plasma acoplado inductivamente), tras digestión con agua regia (mezcla de ácido nítrico y clorhídrico) a 95°C durante dos horas en Activation Laboratories Ltd. en Ontario (Canadá).

Para el estudio de foraminíferos, las muestras se levigaron en agua corriente, recogiendo la fracción retenida en el tamiz de 63 µm. En el caso de las muestras superficiales, la arena resultante fue teñida con una solución de Rosa de Bengala (1 g/1 l de agua destilada) durante una hora y lavada de nuevo para diferenciar las asociaciones vivas. Tras su secado se procedió a su concentración en microfósiles mediante tricloroetileno. El estudio de las distintas asociaciones de foraminíferos (vivas, muertas y enterradas) se llevó a cabo utilizando una lupa binocular. De cada muestra se obtuvieron un





Fig. 1: Localización de los sondeos (cuadrados) y las muestras superficiales (círculos) analizados en los estuarios del Deba (arriba) y del Urola (abajo).

total de 300 caparazones, o en su defecto todos los caparazones presentes, que fueron clasificados taxonómicamente siguiendo la normativa de Loeblich y Tappan (1988) y actualizada en Worms (última entrada 5 mayo 2019).

En el estudio del polen se separaron 5 g de sedimento de cada muestra y se procesaron químicamente en el Centro de Ciencias Humanas y Sociales del CSIC (Madrid). Tras su lavado, se atacaron con HCl para eliminar los carbonatos y con NaOH diluido al 20% para actuar sobre los silicatos. Una vez secas, con el licor de Thoulet, se realizó una separación densimétrica tras ser agitadas en un desintegrador celular ultrasónico y centrifugadas. Se decantó el licor con el polen y otros restos en recipientes diferentes para su filtrado a través de fibra de vidrio y, de nuevo, fueron sometidas a un ataque ácido, en este caso HF para deshacer la fibra. Se añadió una gota de KOH al 10%, se neutralizó el pH y se almacenaron en tubos eppendorf con glicerina al 50%. Posteriormente se montaron en portaobjetos y fueron observadas al microscopio óptico. Se contaron e identificaron taxonómicamente 500 granos polínicos terrestres, más las esporas y microfósiles no polínicos de cada muestra.

sondeos largos dataron mediante Los se radiocarbono sobre caparazones de bivalvos y materia orgánica vegetal en Beta Analytic (USA) utilizando AMS (espectrometría de masas con aceleradores). Las dataciones de los sondeos cortos se realizaron a partir de la distribución vertical del radioisótopo de origen natural <sup>210</sup>Pb y del isótopo <sup>137</sup>Cs como posible validación de los artificial resultados obtenidos. Las muestras se prepararon para medir ambos radioisótopos por espectrometría gamma con detector de GeHP.

### **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

### Sondeos holocenos

En base a su contenido micropaleontológico, en el sondeo DB-1 se diferenciaron 5 Asociaciones de Foraminíferos (AF) (Hernández-Martín, 2013). Sobre el substrato rocoso, la AF5 (datada entre 10.150 y 9.130 años cal BP) está dominada por las especies Ammonia tepida (Cushman) y Haynesina germanica (Ehrenberg) como formas principales, y Rosalina irregularis (Rhumbler) y Cribroelphidium williamsoni (Haynes) como secundarias. Las formas de origen marino llegan a representar hasta el 20% de la asociación. Presenta la mayor diversidad de todo el sondeo y se interpreta como un ambiente intermareal con influencia marina. Por encima, en la AF4 (entre 9.280 y 9.010 años cal BP) A. tepida, H. germanica y C. williamsoni son las especies dominantes, siendo la media de caparazones alóctonos muy baja (0,8%). Se interpreta como un ambiente intermareal salobre con poca influencia marina. En la siguiente AF3 (7.170 y 6.810 años cal BP) los taxones dominantes fueron H. germanica, A. tepida y C. williamsoni. El porcentaje de foraminíferos marinos es anecdótico (0,4%). Fue depositada en un medio intermareal salobre más restringido que la asociación anterior. AF2 no contenía ningún foraminífero y se considera una fase dulceacuícola que restringió el desarrollo de estos organismos de afinidad salina. Finalmente, en AF1 se observaron únicamente A. tepida, H. germanica y Elphidium oceanense (d'Orbigny in Fornasini) indicando un medio intermareal salobre muy restringido.

El sondeo DB-2 muestra 4 asociaciones diferentes de muro a techo (El bani Altuna et al., 2019). AF4 (entre 8.360 y 8.070 años cal BP) es el intervalo con mayor diversidad y dominan A. tepida, H. germanica y C. williamsoni. Aunque los caparazones alóctonos presentan un escaso 6% de media, se trata de su mayor abundancia en este sondeo. Por encima, AF3 es muy pobre en foraminíferos de carácter intermareal con aguas muy dulces. La siguiente AF2 (edades 1.200 y 1.100 años cal BP) no contiene ningún foraminífero y se considera un ambiente dulceacuícola. Por último, en AF1 la abundancia de caparazones aumenta hacia techo y aparecen únicamente las especies aglutinantes Trochammina inflata (Montagu) y Entzia macrescens (Brady), típicas de marisma alta.

En el sondeo ZUM-1, se han distinguido 5 AFs: sobre el sustrato rocoso, el intervalo AF5 contiene muy pocos foraminíferos y se interpreta como un ambiente fluvial con una reducida influencia marina. En la siguiente AF4 (datada alrededor de 8.540 años cal BP) dominan *Cibicidoides lobatulus* (Walker y



Jacob), Connemarella rudis (Wright) y Elphidium crispum (Linnaeus). El contenido de caparazones de origen marino es muy dominante (>96%) y se interpreta como un ambiente de llanura intermareal con salinidad marino normal. La asociación AF3 (entre los 7.880 y 7.050 años cal. BP) está dominada por C. lobatulus, A. tepida y H. germanica. El porcentaje de foraminíferos alóctonos es elevado (60%), aunque disminuyen hacia techo. Se interpreta como un medio intermareal salobre con una influencia significativa del mar abierto. Por encima, AF2 se compone mayoritariamente de A. tepida, H. germanica y C. williamsoni. Presenta pocos foraminíferos marinos (7%) y un ambiente deposicional de llanura intermareal salobre desarrollado entre 6.920 y 5.910 años cal. BP. El último nivel, AF1, está dominado por T. inflata y E. macrescens que representan una marisma alta.

Finalmente, el sondeo ZUM-2 muestra 4 asociaciones. AF4 (desde 10.090 a 8.320 años cal. BP) se encuentra directamente sobre el sustrato rocoso y presenta un número muy reducido de foraminíferos que se interpreta como un ambiente deposicional fluvial con influencia salina muy reducida. Por encima, AF3 contiene una asociación abundante de foraminíferos pero un número de especies reducido. Las formas dominantes son H. germanica, A. tepida y C. williamsoni y se interpreta como un medio intermareal salobre muy restringido depositado entre los 8.030 y 5.320 años cal. BP. AF2 es un intervalo que no contiene apenas foraminíferos depositado en un ambiente dulceacuícola. Por último, AF1 está dominada por T. inflata y E. macrescens en un medio de marisma alta.

### Sondeos antropocenos

Soualili (2018) diferenció 3 AFs en DB-3 a pesar de la baja cantidad de foraminíferos encontrados (108 caparazones en total). AF3 contiene únicamente algunos ejemplares de E. macrescens, T. inflata y A. tepida. Además, este intervalo basal presenta contenidos elevados de metales (máximo 87 mg kg de Pb y 111 mg kg<sup>-1</sup> de Ni) con un pico máximo de Cu (190 mg kg<sup>-1</sup>) y de Cr y Zn (158 y 877 mg kg<sup>-1</sup>) respectivamente). Ha sido datado entre los años <1950-1970 CE y se interpreta como un ambiente intermareal de marisma. A continuación, AF2 es un intervalo con un solo caparazón de E. macrescens. Las concentraciones de metales disminuyen gradualmente hacia techo. Es un nivel con una gran influencia de agua dulce donde aparecen escasos ejemplares. Las dataciones radiométricas indican edades entre los años 1970-2006 CE. Por último, la mitad superior del sondeo (AF1) contiene una mayor presencia de foraminíferos de las especies T. inflata, H. germanica, A. tepida y E. macrescens. Se interpreta como un ambiente intermareal salobre desarrollado durante los últimos 10 años. En lo que respecta a los metales pesados, presenta los niveles más bajos de todo el sondeo (inferiores a 54, 381, 88, 77 y 79 mg kg<sup>-1</sup> para Pb, Zn, Cu, Ni and Cr respectivamente).

En el sondeo corto ZM-1, Goffard (2016) distinguió tres intervalos diferentes de muro a techo: AF3 con un número de foraminíferos extremadamente abundante en la base que va disminuyendo hacia

techo (media 1.038 caparazones/100 g de sedimento). Dominan las formas salobres Н. germanica y A. tepida con E. oceanense como secundaria. El porcentaje de caparazones de origen marino es muy bajo (2%). Este intervalo ha sido datado desde el inicio del siglo XX hasta el año 1965 CE y muestra un contenido moderado en metales creciente hacia techo La concentración de Zn en el cm más profundo es 128 mg kg<sup>-1</sup>, mientras que las de Pb, Cu, Ni y Cr son inferiores a 35 mg kg<sup>-1</sup>. AF2 es un intervalo que muestra un número de foraminíferos muy escaso (101 caparazones/100 g de sedimento). Se alcanzan las concentraciones más elevadas de Pb, Zn, Ni y Cr (116, 488, 56 y 76 mg kg<sup>-1</sup> respectivamente). La edad determinada para este intervalo más contaminado y con pocos foraminíferos fue 1965-1980 CE (coincidente con el auge demográfico e industrial de la comarca). Por último, AF1 muestra un número de caparazones que se incrementa hacia techo (media 1.107/100 g de sedimento). Dominan E. oceanense, A. tepida y H. germanica. El porcentaje de caparazones marinos es muy bajo (1%). Ha sido datado entre los años 1980-2015 CE y muestra un contenido en metales moderado y claramente decreciente hacia techo. coincidiendo en el tiempo con la crisis industrial en la comarca (mínimos valores de Pb, Zn, Cu, Ni y Cr, correspondientes a la muestra superficial, son 51, 227, 44, 35 y 52 mg kg<sup>-1</sup> respectivamente). Se encontraron además una serie de partículas esferoidales diferentes, cuya composición se analizó mediante SEM-EDX (microscopía electrónica de barrido con detector de energía dispersiva) en el Laboratorio Singular de Multiespectroscopía Acoplada (UPV/EHU). Se distinguieron "esferoides carbonáceos" que aparecieron en todas las muestras y con mayor abundancia en los niveles inferiores del sondeo. A partir de 1960 se encontraron esferoides metálicos enriquecidos en Fe coincidentes con el auge industrial de la zona, y a partir de 1980 se suman los esferoides poliméricos. La presencia de estos esferoides en los sedimentos se considera un indicador de diferentes actividades industriales.

Por último, el sondeo ZM-2 presenta dos asociaciones de foraminíferos. Un intervalo inferior (AF2) con un número de caparazones muy elevado y dominado por las formas salobres A. tepida y H. germanica, con C. williamsoni como secundaria. La abundancia de caparazones marinos es mínima (1%) y aparecen frecuentes esferoides carbonáceos. Los niveles de metales son bajos en la mitad inferior del sondeo (Pb, Zn y Cu son incluso menores que los determinados en la zona basal del sondeo ZM-1) pero aumentan en el tercio superior de esta AF2 hasta alcanzar 190, 827 y 63 mg kg<sup>-1</sup> respectivamente. La tasa de sedimentación estimada mediante  $^{210}$ Pb<sub>exceso</sub> es 0,22±0,02 cm/año. Asimismo, la máxima concentración de  $^{137}$ Cs se encuentra a 13 cm de profundidad. Por tanto, este intervalo inferior se depositó entre el inicio del siglo XX y 1963 CE. Por encima, los últimos 13 cm (AF1) se caracterizan por un número menor de caparazones y el dominio de H. germanica, A. tepida y Cribroelphidium excavatum (Terquem) con presencia de esferoides poliméricos. Las concentraciones de Pb y Zn disminuyen con respecto al techo del intervalo anterior, pero incluso en la superficie (64 y 276 mg



kg<sup>-1</sup> respectivamente) se mantienen por encima de sus valores en la base del sondeo. El Cu muestra una trayectoria diferente, aumentando hasta 120 mg kg<sup>-1</sup> antes de comenzar a disminuir (64 mg kg<sup>-1</sup>) en superficie. Este intervalo superior representa los últimos 55 años de registro sedimentario. El estudio polínico muestra también dos zonas polínicas diferentes. La parte inferior con taxones herbáceos dominantes (Apiaceae, Cichorioideae, Poaceae y *Cerealia* t.) respondiendo a la deforestación ligada a la industrialización y agricultura. En los 20 cm superiores ganan protagonismo los taxones arbóreos (*Alnus, Carpinus betulus* Linneo y *Pinus pinaster* Aiton) tras el abandono de estas actividades y las posteriores reforestaciones del siglo XX.

### Muestras superficiales

En el estuario del Deba, Soualili (2018) observó que las asociaciones vivas presentan un número de individuos muy escaso en la parte superior del estuario que se va acrecentando paulatinamente hacia la desembocadura. Respecto a las asociaciones muertas, sólo las muestras de la zona media del estuario superaron los 100 caparazones. Las especies dominantes, tanto vivas como muertas, fueron A. tepida y C. excavatum, mientras que H. germanica y E. macrescens fueron especies secundarias en las asociaciones muertas. En estas últimas, el número de caparazones de origen marino es muy bajo. Geoquímicamente muestran niveles moderadamente elevados de Pb, Zn, Cu, Ni y Cr en las partes superior y media del estuario (máximas concentraciones 104, 65, 519, 76 y 93 mg kg respectivamente) disminuyendo hacia la desembocadura. El estuario del Deba ha sido considerado como un ambiente sometido a una presión humana relativamente elevada, asociada a la existencia de vertidos urbanos e industriales va desde la zona fluvial (Martínez-Santos et al., 2015).

A lo largo del estuario del Urola, tanto las asociaciones vivas como muertas de foraminíferos son muy abundantes y están dominadas exclusivamente por *H. germanica*, que muestra una mayor abundancia en la zona superior y disminuye ligeramente hacia la desembocadura, *A. tepida* que, por el contrario, incrementa su presencia desde la zona superior a la inferior, y *C. excavatum* que mantiene una concentración similar en todo el estuario. En cuanto a los metales, las concentraciones son bastante similares a las determinadas en las muestras superiores de los sondeos, aunque destacan los altos niveles de Zn encontrados en la estación Zumaia-3 (Fig. 1)

# CONCLUSIONES

El ascenso relativo del nivel del mar en la costa vasca durante el Holoceno presenta una primera etapa de aumento rápido  $(6,3\pm0,8 \text{ mm/año})$  desde los 9.000 hasta 7.000 años cal BP, una segunda fase de reducción en la tasa de elevación  $(0,7\pm0,5 \text{ mm/año})$  desde los 7.000 hasta 4.000 años cal BP, y un tercer intervalo de práctica estabilidad desde entonces hasta el siglo XX  $(0,5\pm0,5 \text{ mm/año})$ 

(García-Artola et al., 2018). Estas tres etapas con velocidades de ascenso marino decrecientes son observables en los sondeos largos estudiados en el Geoparque de la Costa Vasca, donde la secuencia deposicional está constituida, de muro a techo, por ambientes intermareales con influencia marina menguante hasta una eventual marisma vegetada, pasando por periodos de fuerte influencia fluvial. Las dataciones indican que estos estuarios comenzaron a desarrollarse antes de los 9.000 años cal BP.

El registro sedimentario reciente, además de mostrar contaminación por metales durante el siglo XX, en Deba parece responder sobre todo a variaciones temporales en la gran influencia del agua dulce fluvial que provocan asociaciones microfaunísticas muy pobres. Sin embargo, en el estuario del Urola aparece claramente la señal geoquímica del creciente desarrollo industrial durante el siglo XX y su posterior declive en las últimas décadas en un medio que, asimismo, produjo un impacto sobre las asociaciones de foraminíferos que se han ido recuperando recientemente.

**Agradecimientos:** Trabajo financiado por los proyectos Estudio geológico del entorno de la cavidad de Praileaitz (Deba), Estuarios del Geoparque de la Costa Vasca (US13/02), Antropicosta (CGL2013-41083-P), Antropicosta-2 (RTI2018-095678-B-C21, MCIU/AEI/FEDER, UE) y Harea-Grupo de Investigación en Geología Litoral (IT365-10, IT767-13 y IT976-16). Contribución nº 51 de la Unidad de Investigación Geo-Q Zentroa (Laboratorio Joaquín Gómez de Llarena).

- El bani Altuna, N., Cearreta, A., Irabien, M.J., Gómez Arozamena, J., Hernández, S., Soualili, K., Hilario, A. (2019). Evolución ambiental del estuario del Deba (Geoparque de la Costa Vasca) durante el Holoceno y el Antropoceno. *Geogaceta*, 66 (en prensa).
- García-Artola, A., Stéphan, P., Cearreta, A., Kopp, R.E., Khan, N.S., Horton, B.P. (2018). Holocene sea-level database from the Atlantic coast of Europe. *Quaternary Science Reviews*, 196, 177-192.
- Goffard, A. (2016). Registro geologico del impacto humano en el estuario del Urola (Geoparque de la Costa Vasca) durante el Antropoceno. *CKQ-Estudios de Cuaternario*, 6, 43-60.
- Hernández Martín, S. (2013). Evolución ambiental de los estuarios vascos (Urdaibai y Deba) durante el Holoceno como consecuencia del ascenso en el nivel marino. *CKQ-Estudios de Cuaternario*, 3, 51-63.
- Loeblich, A.R., Tappan, H. (1988). *Foraminiferal Genera and Their Classification*, Van Nostrand Reinhold, New York, 970 pp.
- Martínez-Santos, M.M., Probst, A., García, J.G., Romera, E.R. (2015). Influence of anthropogenic inputs and a high-magnitude flood event on metal contamination pattern in surface bottom sediments from the Deba River urban catchment. *Science of the Total Environment*, 514, 10-25.
- Soualili, K. (2018). El registro sedimentario antropoceno en el estuario del Deba (Geoparque de la Costa Vasca). *CKQ-Estudios de Cuaternario*, 8, 147-165.
- WoRMS http://www.marinespecies.org/foraminifera



# AFLORAMIENTOS INTERMAREALES DE BEACHROCK HOLOCENOS EN PLAYAS DEL SUR DEL MUNICIPIO DE TELDE (ESTE DE GRAN CANARIA)



J. Mangas (1), I. Menéndez (1), L.A. Quevedo-González (1)

(1) IOCAG, Instituto de Oceanografía y Cambio Global, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Edificio de CC. Básicas, Campus de Tafira, 35017 Las Palmas de Gran Canaria. jose.mangas@ulpgc.es

Abstract (Intertidal outcrops of Holocene beachrocks in beaches from the southern Telde municipality (Eastern of the Gran Canaria Island). The Holocene beachrocks studied crop out in the southern coast of Telde and, specifically, in Salinetas, Aguadulce and Ámbar beaches. The beachrocks are calcarenites and, in minor amounts, conglomerate formed in the Present Interglacial stage. The beachrocks appear in intertidal and subtidal zones, and they show up to 2.2 m thick, attain some tens of metres in width and consist of one or several decimetric-thick horizons (less 50 cm), dipping below 15° seaward. The calcarenites are formed by bioclasts (red algae, molluscs and, minor amounts, of echinoderms, foraminifera, and bryozoan) and lithoclasts (mafic and felsic volcanic rock fragments and, felsic and ferromagnesian minerals, and intraclasts). The porosity is intergranular and the isopachous cement of high-magnesian calcite (HMC). The  $CO_3Mg$  concentration in these cements varies between 9.1 and 14.6% (<461 ppm of Sr and <1336 ppm of Na). Therefore, these carbonate cementation was formed by phreatic marine waters.

**Palabras Clave**: beachrock, calcita magnesiana (HMC), cemento isopaco, Holoceno **Key words**: beachrock, high Mg-calcite (HMC), isopaque cement, Holocene

## INTRODUCCIÓN

La zona litoral sur del municipio de Telde, objeto de estudio de este trabajo, está comprendida entre Playa Salinetas (UTM 28R 462909, 3095484) al norte hasta la Bahía de Gando (UTM 28R 462625, 3089665) al sur (Fig. 1), donde acaba el término municipal. Esta zona costera muestra una peculiar geodiversidad (materiales, morfologías y estructuras) ejemplo, conos volcánicos como. por pliocuaternarios con coladas y piroclastos de caída; aeolianitas; beachrock; paleosuelos y suelos actuales; arenas actuales de los sistemas playaduna; acantilados (Fig. 2). Este trabajo se ha centrado en la caracterización geológica de los beachrock holocenos que afloran en las playas de Salinetas, Aguadulce y Ámbar.

Los beachrock son paleoplayas cementadas por cementos carbonatados que aparecen paralelas u oblicuas a las líneas de costa y a distintas alturas, indicándonos paleoniveles costeros relacionados con cambios globales y/o locales. Los principales factores para formar los beachrock carbonatados están relacionados con aumentos de temperatura del agua del mar, perdida de  $\text{CO}_2$  y procesos de evaporación del agua intergranular en los ciclos mareales, mezcla de aguas marinas con dulces, y/o procesos de biomineralización (Font y Calvet, 1997; Vousdoukas et al., 2007). Los cementos carbonatados son muy variados y se han citado calcitas magnesianas (HLC y LHC) en forma de micrita, microesparita, esparita o cristales de aragonito, y con texturas variadas. Los depósitos de beachrock se encuentran desde latitudes con climas tropicales a climas fríos, y afloran en las playas cuando hay procesos erosivos importantes. Por otra parte, paleoniveles marinos (beachrock y terrazas, miocenas y pliocuaternarias) se han estudiado en las Islas Canarias (Meco et al., 2002; Zazo et al., 2002; Calvet et al., 2003, etc.).

## METODOLOGÍA

Se han llevado a cabo varias campañas de campo en bajamar para poder caracterizar geométricamente y geológicamente los afloramientos de beachrock que aparecen en zonas intermareales y submareales de las playas teldenses (Salinetas, Aguadulce y Ámbar). Así, se han confeccionado esquemas y columnas vulcanoestratigráficas de cada playa, tomando muestras de mano para hacer láminas delgadas sin cubre. Estas láminas se utilizaron para el estudio petrográfico en la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria y en las sesiones de microsonda electrónica (EMPA) en los Servicios Generales de la Universidad de Barcelona, y en ellos también se han estudiado fragmentos de muestras de mano con el microscopio electrónico (SEM-EDS).



Figura 1. Localización de la costa sur del municipio de Telde (E de la isla de Gran Canaria) y las playas donde aparecen los beachrock estudiados (Salinetas, Aguadulce y Ámbar).

## **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

El beachrock de Salinetas aflora en el centro-sur de la playa (Figs. 2 A y B, y 3) en la zona intermareal y submareal, en una superficie de unos  $10.000 \text{ m}^2$ , con una longitud máxima de 250 m y una anchura máxima de 70 m.

La potencia del beachrock es de unos 2,2 m y en él se distinguen a muro 4 horizontes de calcarenitas,



buzando hacia el mar < 15°, y con potencias de < 0,5 m en cada capa, apreciándose en alguna de ellas laminaciones paralelas. A techo hay un horizonte de conglomerados con cantos redondeados de basaltos y basanitas unidos por una matriz microconglomerática y con una potencia máxima de 0,6 m. Las capas de techo están más cementadas que las de muro, y se observan canales y huecos producidos por la erosión marina actual. En los niveles de calcarenitas no aparecen fauna y flora marina, mientras que en los conglomerados de techo ocasionalmente se observan fragmentos de Patellas sp. Este beachrock sería de edad holocena y correspondería su formación con el calentamiento global del Presente Interglaciar (Marine Isotopic Stage, MIS 1). En la cartografía geológica de la hoja de Telde (Balcells y Barrera, 1990) aparece este depósito como una terraza marina del Último Integlaciar (MIS 5e), pero en nuestras campañas no hemos observado fauna y flora fósil característica de esta etapa como, por ejemplo, frecuentes rodolitos, Persististrombus latux, Siderastrea radians, Harpa doris y abundantes Patellas sp., tal y como señalan Meco et al. (2002) y Zazo et al. (2002) en paleoplayas de las islas canarias orientales. Se han descrito niveles de conglomerados con fragmentos de Patellas sp. a techo de beachrock holocenos en Corralejo (Fuerteventura) y han sido datados como Holoceno superior (menos de 2000 años BP). Petrográficamente en las calcarenitas y microconglomerados de Salinetas (Fig. 4 A y B) se

observan litoclastos que son fragmentos de roca volcánica ultramáficas y máficas, junto con minerales ferromagnesianos (olivino, clinopiroxeno, óxidos de Fe-Ti) y, en menor proporción, aparecen restos de rocas félsicas, minerales leucocratos e intraclastos. Los bioclastos que se han identificado son restos de mallas de algas rojas coralináceas y moluscos marinos y, de forma ocasional, aparecen equinodermos, foraminíferos y briozoos. Por otra parte, las calcarenitas tienen granos de arena mediafina bien seleccionados y cementados por cristales de carbonato cálcico magnesiano isopaco (Fig. 4 A). Este cemento isopaco son bandas continuas de cristales trigonales escalenoédricos de microesparita y esparita con formas en diente de perro (Fig. 5 A y B) que se sitúan perpendiculares a la superficie del grano y generándose una porosidad intergranular. Por lo que se refiere al conglomerado, los cantos están mal seleccionados, unidos por una matriz calcarenítica y microconglomerática (Fig. 4 B), y la grava y arena están cementados por bandas de cemento isopaco de carbonato cálcico. Los análisis geoquímicos puntuales sobre este cemento isopaco con la microsonda electrónica confirma que es (HMC), calcita altamente magnesiana con contenidos en carbonato magnésico entre 12,6 y 14,6%, y concentraciones de Sr que varían entre 212 y 461 ppm, de Na entre 1022 y 1336 ppm, y de Fe entre 54 y 259 ppm. La cementación isopaca alrededor de los distintos granos en este beachrock es típica de ambientes freáticos intermareales o submareales, donde el agua marina esté rellenando los poros entre clastos y cambios físico-químicos originarían la cementación carbonatada. No se han observado texturas orgánicas de biomineralización. Por otro lado, el hecho de que aparezca el beachrock en la playa actual, nos está indicando que

en esta franja litoral predomina los procesos erosivos frente a los acumulativos.



Figura 2. Afloramientos de beachrock estudiados en las playas de Salinetas (A y B), Aguadulce (C) y Ámbar (D) (br: beachrock, calc: calcarenita, cong: conglomerado, fl lav: flujos lávicos).



Figura 3. Esquema geológico interpretativo de la playa urbana de Salinetas, donde se aprecia el depósito de beachrock junto con otras formaciones geológicas y depósitos antrópicos.



El beachrock de Aguadulce aparece en la franja intermareal en el lado oeste de la playa (Figs. 2 C y 6) con una superficie de unos 105 m<sup>2</sup>, una longitud máxima de 15 m, anchura máxima de 7 m y potencia de unos 0,4 m, distinguiéndose un horizonte de calcarenitas y mostrando a techo canales erosivos y marmitas de gigante. No presenta ningún fósil marino. Debido a sus dimensiones no aparece cartografiado en el mapa geológico (Balcells y Barrera, 1990). Por otra parte, esta paleoplaya se apoya sobre una brecha volcánica alterada y una lava pliocena del ciclo Post Rogue Nublo. Petrográficamente este beachrock es más rico en bioclastos marinos (fauna y flora) que en litoclastos volcánicos y sedimentarios (Fig. 4 C), y los granos de arena presentan a su alrededor una banda de cristales trigonales escalenoédricos de microesparita (cemento isopaco) que genera una porosidad intergranular. Los análisis de microsonda electrónica confirman que los cementos carbonatados son de altamente magnesiana (HMC) calcita con concentraciones de CO<sub>3</sub>Mg entre 9,1 y 12,7%, y valores de Sr inferiores a 353 ppm y de Na inferiores a 1000 ppm. Por consiguiente, la cementación carbonatada de este beachrock holoceno está asociada a fluidos acuosos marinos en un régimen hidráulico freático en zonas intermareales.

El beachrock de la playa del Ámbar está constituido por un horizonte de conglomerados hacia tierra y otro calcarenítico hacia mar abierto y buzando menos de 10°. Ambos afloran en bajamar máximas, tanto en la parte baja intermareal como en la zona alta submareal (Figs. 2 D y 7), por eso no se cartografió en el mapa geológico (Balcells y Barrera, 1990). Este depósito muestra un área de unos 8000 m<sup>2</sup>, con una longitud máxima de 220 m, una anchura máxima de 35 m, y la potencia es de unos 0,7 m. El nivel de conglomerados aparece como parches dispersos debido a la erosión marina y el calcarenítico es frecuente observar canales y hovas de disolución. No se han encontrado fósiles marinos. Petrográficamente el beachrock calcarenítico es más rico en bioclastos marinos (fauna y flora) que en litoclastos volcánicos y sedimentarios (Fig. 4 D), y los granos de arena muestran cemento isopaco de cristales trigonales escalenoédricos de microesparita y porosidad intergranular (Fig. 5 C, D y E). Este beachrock muestra características parecidas a los otros dos, por lo que se habría formado en el holoceno por la acción de aguas marinas freáticas.

### CONCLUSIONES

Este trabajo ha caracterizado geológicamente los beachrocks holocenos que aparecen en las playas de Salinetas, Aguadulce y Ámbar, y que no fueron cartografiadas en el mapa geológico de Telde de 1990. Así, estos están constituidos por una o varios horizontes de calcarenitas y conglomerados buzando ligeramente hacia el mar (<15°). Los afloramientos se disponen como restos erosivos paralelos a la línea de costa, en zonas intermareales y submareales, y muestran cemento isopaco de microesparita HMC que se habría formado en el Presente Interglaciar en condiciones freáticas marinas.









Figura 5 Microfotografías con el microscopio electrónico (SEM) de los beachrock calcareníticos de Salinetas ( $A \ y B$ ) y Ámbar ( $C, D \ y E$ ). En ellas se distinguen las bandas continuas del cemento isopaco (A, C, D) alrededor de los granos de arena, y los cristales de calcita magnesiana romboidales ( $B \ y E$ ) (cc mg: calcita magnesiana, cem iso: cemento isopaco, por: porosidad).



Figura 6. Esquema geológico interpretativo de la playa de Aguadulce. El horizonte de beachrock aflora en la franja intermareal al oeste, junto con diversos materiales volcánicos y sedimentarios.



Figura 7. Esquema geológico interpretativo de la playa del Ámbar. El horizonte de beachrock aflora en la franja intermareal y submareal de la playa, junto con otras formaciones volcánicas y sedimentarias.

**Agradecimientos:** Este trabajo ha sido financiado con fondos FDCAN (Fondos de Desarrollo de Canarias) del Ayuntamiento de Telde y Gobierno de Canarias.

- Balcells, R., Barrera, J.L. (1990). Mapa geológico de la hoja 1109-II, Telde. 1:25.000. IGME, Madrid. 101 pp.
- Calvet, F., Cabrera, M.C., Carracedo, J.C., Mangas, J., Pérez-Torrado, F.J., Recio, C., Travé, A. (2003). Beachrocks from the island of La Palma (Canary Islands, Spain). *Marine Geology*, 197, 75-93.
- Font, Y., Calvet, F. (1997): Beachrocks Holocenos de la Isla de la Reunión, Océano Índico. Cuadernos de Geología Ibérica, 22, pp. 81-102.
- Meco, J., Guillou, H., Carracedo, J. C., Lomoschitz, A., Ramos, A. J., and Rodríguez-Yánez, J.J. (2002). The maximum warmings of the Pleistocene world climate recorded in the Canary Islands. *Palaeogeography*, *Palaeoclimatology*, *Palaeoecology*, 185 (1), 197-210.
- Vousdoukas, M.I., Velegrakis, A.F., Plomaritis, T.A. (2007). Beachrock occurrence, characteristics, formation mechanisms and impacts. *Earth Science Reviews*. 85 (1-2), 23–46.
- Zazo, C., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C., Gillot, P.Y., Soler, V., González, J.Á., Ghaleb, B. (2002). Raised marine sequences of Lanzarote and Fuerteventura revisited - A reappraisal of relative sea-level changes and vertical movements in the eastern Canary Islands during the Quaternary. *Quaternary Science Reviews*. 21 (18–19), 2019–2046.



# DISTRIBUCIÓN Y ECOLOGÍA DE LOS OSTRÁCODOS ACTUALES EN EL ESTUARIO DE OYAMBRE (CANTABRIA, ESPAÑA)



B. Martínez-García<sup>(1) (2) (3)</sup>, A. Pascual<sup>(1)</sup>, J. Rodríguez-Lázaro<sup>(1)</sup>, J. Mendicoa<sup>(1)</sup>

(1) Dpto. Estratigrafía y Paleontología. Fac. Ciencia y Tecnología. Universidad del País Vasco UPV/EHU. Barrio Sarriena s/n, 48940 Leioa, Bizkaia. blancamaria.martinez@ehu.eus; ana.pascual@ehu.eus; julio.rodriguez@ehu.eus; jonemendicoa@gmail.com

(2) Sociedad de Ciencias Aranzadi, Centro Geo-Q, Mendibile kalea, 48940 Leioa, Bizkaia.

(3) Universidad Complutense de Madrid UCM, Fac. Ciencias Geológicas, Dpto. Petrología y Geoquímica. Ciudad Universitaria, 28040 Madrid.

Abstract (Distribution and ecology of modern ostracods in the Oyambre estuary (Cantabria, Spain)): In this work, the distribution of living ostracods in the Oyambre estuary has been studied. According to the ecology of most common ostracod species recognised in the studied samples, five assemblages have been identified that correspond with five environments: a high marsh characterised by fresh water species; a wide marsh area dominated by L. castanea and L. porcellanea; a secondary tidal channel with L. elliptica; a low marsh to upper part of tidal channel dominated by L. elliptica, L. castanea and L. porcellanea; and an outer estuary with marine influence characterised by A. convexa, C. calceolatus and S. multifora. The human interventions carried out in this estuary have modified the tidal dynamics, promoting the wide development of the marsh environment.

Palabras clave: Ostrácodos, estuario, ecología, Cantabria. *Key words*: Ostracods, estuary, ecology, Cantabria.

# INTRODUCCIÓN

Las marismas son zonas de acumulación de sedimentos con abundante materia orgánica, que las convierte en zonas fértiles muy apreciadas por la población humana (Marquínez et al., 2003). Esto ha provocado que muchos estuarios de la Cornisa Cantábrica hayan sido afectados antrópicamente, buscando la colmatación y desecación de las marismas para su aprovechamiento por las poblaciones costeras.

Este es el caso del estuario de Oyambre, que durante el s. XX sufrió una importante alteración antrópica consistente en la construcción de diversos diques, para impedir la entrada de agua marina y la consecuente desecación de las zonas de marisma para su aprovechamiento agrícola y ganadero. Como resultado de estas acciones, esta zona fue colonizada por la planta invasora *Baccharis halimifolia* Linneo, que llegó a ocupar hasta el 35% del área estuarina. Para regenerar el área degradada, en los años 2009 y 2010 se procedió a la retirada de algunos de los diques y a la tala de esta planta exótica (Pascual et al., 2019).

Un reciente estudio micropaleontológico utilizando las asociaciones de foraminíferos bentónicos ha puesto de manifiesto el escaso éxito de las actuaciones llevadas a cabo para la regeneración ambiental de este estuario (Pascual et al., 2019). Para complementar este estudio previo, en este trabajo se analizan las asociaciones de ostrácodos presentes en el sedimento.

Los ostrácodos son un grupo de microcrustáceos bivalvados que viven en cualquier ambiente acuático (Rodríguez-Lázaro y Ruiz Muñoz, 2012). Su distribución en estos medios viene condicionada por diversos parámetros físico-químicos del agua, como la salinidad o el hidrodinamismo, así como por las características propias del sedimento, como el tamaño de grano. Su rápida respuesta ante cambios ambintales en el medio en el que habitan, los convierte en unas excelentes herramientas bióticas para efectuar reconstrucciones (paleo)ambientales así como para detectar influencias antrópicas en los ecosistemas acuáticos. Además, en los medios estuarinos, los ostrácodos pueden ser utilizados para caracterizar la influencia de la onda mareal y de las descargas fluviales (Martínez-García et al., 2013).

El objetivo de este trabajo es conocer la distribución de las asociaciones de ostrácodos que habitan en el estuario de Oyambre a partir de su autoecología, para que puedan servir como modelo actual en posteriores estudios de reconstrucción paleoambiental similares, en especial de zonas transicionales alteradas por la acción humana.

## CONTEXTO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

El estuario de Oyambre está situado en la provincia de Cantabria (N de España), al oeste de Santander. Presenta dos brazos, la ría de La Rabia, de orientación N-S, y la ría de El Capitán, de orientación E-W, que se unen en la playa de Oyambre, sobre la que se desarrolla un importante campo de dunas vegetadas (Fig. 1). Toda esta zona pertenece al área protegida del Parque Natural de Oyambre.

Geológicamente, el estuario se desarrolla sobre materiales del Cretácico (Hauteriviense a Cenomaniense), aflorando en el Cabo de Oyambre rocas del Paleógeno (Eoceno y Oligoceno). Los materiales que cubren el estuario son sedimentos fluvio-marinos del Holoceno (Ramírez del Pozo et al., 1976).



El estuario ocupa una superficie de 100,2 ha y un perímetro de 13,6 km, con una superficie intermareal del 86% de su extensión. Es un estuario de tipo vertical homogéneo con un ciclo de marea semidiurno (Marquínez et al., 2003). Debido a las actuaciones humanas en el mismo, la influencia de la onda mareal se ha visto mermada de manera importante, por lo que únicamente se puede considerar mesomareal en la zona de desembocadura, siendo de tipo micromareal en su parte media y en la cabecera (Pascual et al., 2019). El volumen de agua dulce que descargan el río Capitán (ría de El Capitán) y el río Turbio (ría de La Rabia) es despreciable con respecto al caudal de marea que penetra en el estuario.

### MATERIAL Y MÉTODOS

En este trabajo se han estudiado, por primera vez, las asociaciones de ostrácodos preservadas en 32 muestras de sedimento (primeros 3 cm) recogidas en julio de 2014 durante la bajamar. Las muestras fueron lavadas y tamizadas, analizándose la fracción mayor de 63 µm, de la que fueron extraídos la totalidad de los ostrácodos presentes en las mismas, considerando únicamente los ejemplares adultos o el último estadio juvenil (A-1). Para diferenciar la biocenosis de la tanatocenosis se han seguido los criterios de Carbonel (1980), que considera vivos durante el momento de muestreo aquellos caparazones o valvas desarticuladas que conservan las partes blandas en su interior.

La identificación taxonómica, a nivel de especie, de los ostrácodos extraídos se ha realizado empleando los trabajos de Athersuch et al. (1989) y Horne et al. (2002). Se han considerado como especies dominantes o mayoritarias aquellas que aparecen con >10% del total de los ejemplares extraídos en cada muestra.

#### **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

De las 32 muestras estudiadas (Fig. 1), 11 no presentaban ostrácodos. En las 21 muestras restantes se han extraído 779 individuos, de los cuales 495 estaban vivos en el momento de recogida de las mismas. En total se han identificado 28 especies, 20 de las cuales con ejemplares biocenóticos.

Para efectuar un estudio medioambiental de este estuario basado en la distribución de los ostrácodos en el sedimento, en este trabajo únicamente se ha tenido en consideración la asociación biocenótica. Diez especies aparecen como dominantes en al menos una de las muestras, siendo las más comunes a lo largo del estuario *Leptocythere castanea* (Sars), *Leptocythere porcellanea* (Brady) y *Loxoconcha elliptica* Brady (Fig. 2). Los ejemplares pertenecientes a especies con hábitat fluvio-lacustre se han agrupado bajo la denominación de "spp. de agua dulce", que incluyen los géneros *Candona*, *Pseudocandona* y *Herpetocypris*.



Fig. 1: Localización geográfica del estuario de Oyambre y puntos de muestreo. Imagen modificada de Pascual et al. (2019).

De acuerdo a su distribución en las muestras estudiadas y basándonos en su autoecología, se han identificado 5 asociaciones específicas de ostrácodos, que se corresponden con los diferentes subambientes que se desarrollan en este estuario.

La asociación 1 está caracterizada por el predominio de especies con un hábitat dulceacuícola que se identifica en las muestras CAP-1 y 5 (Fig. 2). Su predominio implica una escasa (CAP-5) o casi nula (CAP-1) llegada de agua marina a estas zonas, que representarían la parte más alta de las marismas, limitando con el continente (Fig. 1).

La asociación 2 está marcada por la dominancia de *L. castanea* y *L. porcellanea* que aparece en las muestras LARA-1, 2, 3, 4, 5, 7 y A y CAP-2 y 3 (Fig. 2). Ambas especies son típicas de aguas salobres y viven sobre el sedimento limoso de las marismas (Athersuch et al., 1989). Por tanto, su abundancia está definiendo el desarrollo de una amplia zona de marisma en este estuario (Fig. 1).

Una asociación 3 se identifica en las muestras LARA-9, 13 y 21, donde la especie más abundante es *L. elliptica* (Fig. 2). Esta especie soporta grandes cambios de salinidad del agua y habita en los canales o los márgenes de los canales mareales con poca velocidad de corriente (Athersuch et al., 1989). De acuerdo a esta ecología, *L. elliptica* delimita las zonas de canales mareales secundarios que atraviesan la marisma (Fig. 1).



Oyambre	LARA-1	LARA-2	LARA-3	LARA-4	LARA-5	LARA-7	LARA-9	LARA-13	LARA-A	LARA-16	LARA-19	LARA-20	LARA-21	LARA-22	LARA-23	CAP-1	CAP-2	CAP-3	CAP-4	CAP-5	CAP-7
Aurila convexa (Baird, 1850)														1	1						
Caudites calceolatus (Costa, 1853)															1						
Cytherois fischeri (Sars, 1866)					1					1	4		1				1				1
Leptocythere baltica Klie, 1929											1		3								
Leptocythere castanea (Sars, 1866)	25	21	48	16	26	1				4	10						10	9	8		
Leptocythere porcellanea (Brady, 1869)	30	14	38	10	14	1		3	1	5	9						9	15	20	1	1
Leptocythere psammophila Guillaume, 1976	3				9						3	1	3						2		2
Loxoconcha elliptica Brady, 1868	2						1	6		6	4	1	11				3	1	20		2
Sagmatocythere littoralis (Müller, 1894)											1	1									
Sagmatocythere multifora (Norman, 1865)												2	1								
spp. agua dulce											1					10				25	
individuos	60	35	86	26	50	2	1	9	1	16	40	5	20	1	2	10	23	25	50	27	6
especies	4	2	2	2	4	2	1	2	1	4	12	4	6	1	2	3	4	3	4	3	4

Fig. 2: Distribución de las especies mayoritarias biocenóticas (>10%) de ostrácodos en el estuario de Oyambre. Los números son valores absolutos de ostrácodos vivos. El número de individuos y de especies se refiere al total de cada muestra.

La asociación 4 se caracteriza por el predominio de L. elliptica, L. porcellanea y L. castanea, encontrándose en las muestras LARA-16 y 19 y CAP-4 y 7 (Fig. 2). Por tanto, estas muestras representan las zonas de marisma más baja o las partes más altas de los canales principales de ambos brazos del estuario. Además, en LARA-19 y CAP-7 también aparece como dominante Cytherois fischeri (Sars), que es una especie fital que vive en agua salobre y con poco hidrodinamismo (Athersuch et al., 1989), por lo que estaría señalando zonas de marisma baja vegetada. En CAP-7 otra especie dominante es Leptocythere psammophila Guillaume, que es típica del estuario externo y habita sobre sedimento arenoso (Athersuch et al., 1989), por lo que su presencia define la llegada de agua marina debido al flujo de mareas hasta esta parte del estuario (Fig. 1).

La asociación 5 se identifica en las muestras LARA-20, 22 y 23 y la conforman *Aurila convexa* (Baird), *Caudites calceolatus* (Costa) y *Sagmatocythere multifora* (Norman) (Fig. 2). Todas ellas son especies que viven en zonas litorales y de plataforma interna (Athersuch et al., 1989), por lo que delimitan el área del estuario externo con mayor influencia marina (Fig. 1).

La distribución de las asociaciones de ostrácodos en el estuario de Oyambre pone de manifiesto el gran desarrollo del ambiente de marisma, frente a la escasa presencia de un medio eurihalino asociado al canal principal y los canales secundarios de marea. Este hecho parece ser debido a la colmatación sufrida por este estuario fruto de las actividades antrópicas llevadas a cabo durante el s. XX y a la ausencia de una regeneración hidrodinámica efectiva del mismo, tras las obras de restauración llevadas a cabo en 2009 y 2010.

### CONCLUSIONES

En este trabajo se estudia la distribución de las especies biocenóticas de ostrácodos en el estuario de Oyambre. Así, se han identificado cinco asociaciones que definen diversos subambientes en dicho estuario:

- Asociación 1, dominada por especies de agua dulce que delimitan una zona de marisma muy alta cercana al continente.

- Asociación 2, en la que abundan *L. castanea* y *L. porcellanea* y que definen el desarrollo de un amplio ambiente de marisma.

- Asociación 3, caracterizada por *L. elliptica*, que diferencia las zonas de canales mareales secundarios que recorren la marisma.

- Asociación 4, con *L. elliptica, L. porcellanea* y *L. castanea* limitando las áreas de marisma más baja o la parte más alta de los canales principales.

- Asociación 5, formada por *A. convexa*, *C. calceolatus* y *S. multifora*, que caracteriza el estuario externo con mayor influencia marina.

El amplio desarrollo del ambiente de marisma frente a la poca representatividad del medio eurihalino asociado a los canales principales, parece ser el resultado de la colmatación sufrida por este estuario debido a las acciones antrópicas, así como a la escasa regeneración hidrodinámica actual.

Con este trabajo se pone de manifiesto la utilidad de los ostrácodos como bioindicadores de la recuperación ambiental de espacios estuarinos alterados por la influencia humana.

**Agradecimientos:** Este trabajo ha sido financiado por HAREA-Coastal Geology Research Group (EJ/GV, IT 976-16) y por el Ministerio de Economía y Competitividad de España MINECO (CHIMERA project, CTM2016-75411-R).

- Athersuch, J., Horne, D.J., Whittaker, J.E. (1989). Marine and brackish water ostracods (superfamilies Cypridacea and Cytheracea). Synopses of the British Fauna (new series), nº 43. Linnean Society of London and Estuarine and Coastal Sciences Association, E.J. Brill, Leiden, 343 pp.
- Carbonel, P. (1980). Les ostracodes et leur intêret dans la définition des écosystèmes estuariens et de plateforme continentale. Essais d'application a des domaines anciens: Mémoires de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine, 11 (Bordeaux), 348 pp.
- Horne, D.J., Cohen, A., Martens, K. (2002). Taxonomy, morphology and biology of Quaternary and living Ostracoda. En: *The Ostracoda: Applications in Quaternary research* (J. Holmes, A.R. Chivas, Eds.). American Geophysical Union, Washington, 5-36.



- Marquínez, J., Fernández, E, Fernández, S. (2003). Indicadores morfológicos del alcance de la onda mareal en estuarios: terrenos reclamados durante el pasado siglo en el estuario de Ribadesella (Costa Cantábrica). *Naturalia Cantabricae* 2, 1-10.
- Martínez-García, B., Pascual, A., Rodríguez-Lázaro, J. Martín-Rubio, M., Rofes, J. (2013). The Ostracoda (Crustacea) of the Tina Menor estuary (Cantabria, Southern Bay of Biscay): Distribution and ecology. *Journal of Sea Research* 83, 111-122.
- Pascual, A., Martínez-García, B., Mendicoa, J. (2019). Benthic foraminifers as a proxy of the range of the tidal

wave in the Oyambre Estuary (Cantabria, Spain). *Continental Shelf Research* 176, 1-18.

- Ramírez del Pozo, J., Portero, J.M., Olivé, A., Martín Alafont, J.M., Aguilar S.M.J., Giannini, G. (1976). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja n° 33 (Comillas)*. IGME Madrid.
- Rodríguez-Lázaro, J., Ruiz Muñoz, F. (2012). A general introduction to ostracods: morphology, distribution, fossil record and applications. En: Ostracoda as proxies for Quaternary climate change: Developments in Quaterary science, 17 (D.J. Horne, J. Holmes, J. Rodríguez-Lázaro, F. Viehberg, Eds.). Elsevier, 1-14.



# FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS DE LAS DUNAS DE SONABIA (CANTABRIA) COMO INDICADORES DE CAMBIOS EN LA DIRECCIÓN DEL VIENTO DURANTE EL HOLOCENO



A. Pascual<sup>(1)</sup>, B. Martínez- García<sup>(1) (2 (3)</sup>

(1) Dpto. de Estratigrafía y Paleontología. Fac. Ciencia y Tecnología. Universidad del País Vasco UPV/EHU Apdo. 644, 48080 Bilbao. ana.pascual@ehu.eus; blancamaria.martinez@ehu.eus

(2) Sociedad de Ciencias Aranzadi, Centro Geo-Q, Mendibile kalea, 48940 Leioa, Spain.

(3) Universidad Complutense de Madrid UCM, Fac. Ciencias Geológicas, Dpto. Petrología y Geoquímica. Ciudad Universitaria, 28040 Madrid, Spain

Abstract (Benthic foraminifera of the sand dunes Sonabia (Cantabria) as indicators of changes in wind direction during the Holocene): In this work we studied the micropaleontology of the sands of Valdearenas beach and adjacent dunes (Sonabia, Cantabria, Spain) with the aim of tracing the origin of the dunes. In both environments the benthic foraminiferal assemblages are dominated by Cibicidoides lobatulus, Rosalina globularis and Quinqueloculina seminula. Richness and diversity of these samples allow us to infer the direction of winds that dragged the source sands of dunes. Thus though the dominant wind today is from NW, we detected other wind directions, particularly from SE during colder times (Little Ice Age) and from NE, that were stronger in past times than today.

**Palabras clave:** Foraminíferos bentónicos, dunas, vientos, Cantabria. *Key words:* Benthic foraminifera, sand dunes, winds, Cantabria.

## INTRODUCCIÓN

Los foraminíferos son utilizados como indicadores ecológicos y paleoambientales, existiendo múltiples trabajos en los que se relaciona su distribución con distintos parámetros ambientales: profundidad, nivel de oxígeno disuelto o flujo de materia orgánica particulada, entre otros. Además, las diferentes asociaciones de especies delimitan los ambientes marinos y estuarinos, aportando información en estudios oceanográficos como bioindicadores de contaminación, hidrodinámica costera, masas de agua y cambios en el nivel del mar (Murray, 2006). utilizan también Se en paleoceanografía y paleoclimatología, al responder rápidamente a los cambios climáticos en los ecosistemas marinos (Martinez-Garcia et al., 2014).

Sin embargo son escasos los trabajos en los que se han utilizado los foraminíferos en la reconstrucción de ambientes eólicos litorales. En zonas cercanas, Cearreta y Pascual (1993) analizaron varios depósitos de Vizcaya y Cantabria distinguiendo, según su contenido microfaunístico: lagoon y eolianitas carbonatadas del Pleistoceno superior, dunas eólicas holocenas (antiguas y recientes) y playas intermareales actuales. Pascual et al. (2007) estudiaron el contenido micropaleontológico de las dunas de Noja (Cantabria) con el fin de contribuir al conocimiento de la dinámica sedimentaria eólica de la zona. Otros trabajos como el de Pascual y Martín Rubio (2004) utilizaron los foraminíferos para determinar el origen del jable depositado en el interior de Lanzarote transportado por los alisios.

El objetivo de este trabajo es conocer los foraminíferos que habitan en la actualidad en la playa de Valdearenas (Sonabia) y los que aparecen en las dunas adyacentes, para establecer la procedencia de las arenas acumuladas en las mismas, así como la dirección de los vientos que las arrastraron.

## LOCALIZACIÓN

Las dunas de Sonabia se encuentran en el lado oeste de la playa de Valdearenas (E. de Cantabria) entre los municipios de Castro Urdiales y Liendo (Fig.1). Esta playa presenta una anchura de 125 m y una zona intermareal de 215 m de longitud, que al sur entra en contacto con los campos dunares allí existentes. Está limitada por una falla que separa dos facies urgonianas: las calizas con rudistas y orbitolinas (Aptiense medio-Albiense inferior) que forman los resaltes de Peña Candina, de 489 m de altura, al oeste, y las calizas arcillosas con espículas de esponja (Albiense medio-Cenomaniense inferior) que se encuentran en la zona este (Olivé Davó y Ramírez del Pozo, 1982).

Las dunas remontantes, situadas en la zona occidental de la playa, ocupan una superficie de unos 85.610 m<sup>2</sup> estando en la actualidad fijadas por la vegetación, presentando un buen grado de conservación en la mayor parte de la superficie. Se disponen sobre una ladera con una pendiente de entre 20 y 25°, extendiéndose a lo largo de 400 m con una anchura de 250 m (Flor y Martínez Cedrún, 1991). Además, existe otra área de sedimentación eólica de unos 25.876 m<sup>2</sup>, situada detrás de la actual playa, ocupando parte de lo que fue una *paleoplaya* (Fig.1) con una longitud de 220 m y una anchura igual a la de la playa actual.



Fig. 1. Localización geográfica de las dunas de Sonabia y puntos de muestreo. La tipología de las dunas es la establecida por Flor y Martínez Cedrún (1991).

Flor y Martínez Cedrún (1991) estudiaron las características morfológicas y sedimentarias de las dunas de Sonabia definiendo su tipología y repartición. Así, en el campo situado detrás de la playa actual diferenciaron: *cordones dunares, campos de dunas de posplaya* y una *duna transversal.* Junto a esta última aparecen *depresiones o cubetas de deflación.* En la ladera oeste en el contacto con las dunas de posplaya se encuentran las *dunas barjánicas y longitudinales.* 

# **METODOLOGÍA**

Se han estudiado 43 muestras de arena: 3 recogidas en la zona intermareal de la playa, 3 en el supramareal, 1 en la paleoplaya y 36 en las dunas. En estas últimas, han sido 18 los puntos de muestreo (Fig.1) obteniéndose 2 muestras en cada punto: una de la superficie externa de la duna y otra a unos 25-30 cm de profundidad. Las muestras obtenidas en la playa fueron sumergidas en una solución de metanol con el colorante Rosa de Bengala, en la proporción 1I: 1gr (Murray, 2006) para poder diferenciar los organismos vivos (cuyo protoplasma es teñido por dicha solución) de los muertos (sin teñir).

Todas las muestras fueron lavadas y tamizadas, recogiéndose la fracción mayor de 63  $\mu$ m. Ante la escasez de microfauna, el sedimento fue sometido al procedimiento de concentración por flotación con líquidos pesados (tricloroetileno).

La clasificación taxonómica de los foraminíferos se ha llevado a cabo siguiendo la normativa de Loeblich y Tappan (1988), puesta al día en WoRMS (2019). Además se ha obtenido el índice de diversidad S (número de especies por muestra). Cuando el número de ejemplares por muestra lo ha permitido (>100) también se ha calculado el índice  $\alpha$  de Fisher de diversidad específica (Murray, 2006).

### RESULTADOS

Un total de 1.697 foraminíferos bentónicos pertenecientes a 32 especies (Tabla 1) han sido identificados en este trabajo.

En la zona intermareal de la playa se han obtenido 772 ejemplares, 40% vivos en el momento del muestreo, agrupados en 25 especies. La asociación dominante está formada por *Cibicidoides lobatulus* (Walker y Jacob), que supone el 65% de los individuos de la muestra, y *Rosalina globularis* d'Orbigny (10%), junto con *Quinqueloculina seminula* (Linné) (8%). La diversidad específica es media (S= 14-21;  $\alpha$  = 4-5), registrándose los valores menores al oeste de la playa. En el supramareal sólo han aparecido 8 caparazones de *C. lobatulus* robustos, mal conservados, pertenecientes a la tanatocenosis, que se concentran en el margen oeste.

En la parte superficial (s) de las dunas se han contabilizado un total de 232 ejemplares (12 especies), mientras que en la zona interna (i) son 685 los foraminíferos encontrados, identificándose 27 especies. Las especies dominantes, en todas las muestras, siguen siendo las mismas que las que se encuentran en la playa: *C. lobatulus* (61% s: 61% i), *Q. seminula* (13% s: 16% i), y *R. globularis* (2% s: 4% i). Sin embargo, el número de individuos y la diversidad específica es muy diferente en las distintas tipologías de dunas, tanto en las muestras obtenidas en la superficie como en las internas.



ESPECIES FORAMINIFEROS BENTÓNICOS (SONABIA)						
ESPECIES FORAMINIPERC Ecervulina inhaerens Schultze, 1854 « Idelosina bicornis (Walker y Jacob, 1798)* Idelosina longirostra (d'Orbigny, 1826) Immonia beccarii (Linné, 1758) « Immonia tepida (Cushman, 1926) « Isterigerinata mamilla (Williamson, 1858) « Bulimina gibba Fornasini, 1902 Caneris auricula (Fichtel y Moll, 1798)** Cibicidoides rofulgens Montfort, 1808 « Cibicidoides robatulus (Walker y Jacob, 1878) « Connemarella rudis (Wright, 1900) Comuspira foliacea (Philippi, 1844)* Cibicidoinum Williamsoni (Haynes, 1973) « Cibidido direutetum (d'Orbigne, 1833)**	BERNIONICOS (SONABIA) Haynesina germanica (Ehrenberg, 1840) v Lachlanella undulata (d'Orbigny, 1852) Massilina secans (d'Orbigny, 1826) v Miliolinella subrotunda (Montagu, 1803)** Planodbulina mediterranensis d'Orbigny, 1826 v Pyrgo sp.** Quinqueloculina agglutinans d'Orbigny, 1839 Quinqueloculina seminuta (Linné, 1758) v Rosalina globularis d'Orbigny, 1826 v Rosalina irregulairs (Rhumbler, 1906)** Sahulia conica (d'Orbigny, 1839)					
Comuspira foliacea (Philippi, 1844)* Cribroelphidium williamson/ (Haynes, 1973) v Elphidium articulatum (d'Orbigny, 1839)* Elphidium crispum (Linné, 1758) v Eponides repandus (Fichtel y Moll, 1798)	Rosalina irregulairs (R Sahulia conica (d'Orbi Textularia sagittula De Triloculina oblonge (N Triloculina sp.**					

Tabla 1. Especies de foraminíferos bentónicos presentes en las muestras: \*sólo playa; \*\*sólo dunas; v: vivos intermareal.

En la denominada *playa fósil (postflandriense)* (Flor y Martínez Cedrún, 1991) el número de individuos es de 14 y 5 las especies (muestra SO-9). En el *campo de dunas de posplaya*, la muestra SO-7-i interior presenta los mayores índices de diversidad del sistema dunar (nº de individuos= 256; S=18;  $\alpha$  = 18), sin embargo en el muestreo exterior (SO-7-s) sólo aparecen 3 ejemplares. La *duna transversal aislada* (Fig.1) (SO-8) también presenta más individuos en el interior (16) que en el exterior (6). Las muestras SO-17 y 18 de las *depresiones o cubetas de deflación* apenas poseen ejemplares (3 s: 1 i).

En las *dunas longitudinales* (muestras SO-5,13, 14 y 19) son más abundantes y diversos los foraminíferos en el interior de la duna (nº= 25-183; S = 5-14) que en el exterior (nº= 0-14; S<3). El contraste mayor se registra en la muestra SO-5 (nº= 183-0). Todo lo contrario ocurre en las *dunas barjánicas*, donde las muestras recogidas (SO-1, 2, 3, 4, 6, 12, 15, 16, 20 y 21) presentan mayor número de ejemplares y diversidad en superficie (nº<64; S<11) que en el interior (nº<16; S<5).

Además de foraminíferos, han aparecido abundantes ejemplares de moluscos bivalvos y gasterópodos, briozoos, espinas de equinodermos y espículas de esponja en las muestras recogidas en todas las dunas, salvo en el interior de los barjanes.

# DISCUSIÓN

Las especies de foraminíferos bentónicos más abundantes que aparecen en el intermareal de la playa de Valdearenas (Sonabia), *C. lobatulus, R. globularis* y *Q. seminula* viven en aguas costeras con salinidad marina normal, estando presentes en las playas del Atlántico norte (Murray, 2006) incluidas las de Cantabria (Ordiales et al., 2017).

Puesto que se conoce el hábitat de estas especies, es posible determinar el origen y procedencia de las arenas acumuladas en las dunas, donde se encuentran también restos de esta microfauna. La arena depositada en la playa es removida en la bajamar por los vientos dominantes y acumulada al abrigo de alguna barrera, como la vegetación, que frene su avance. Como las especies dominantes de foraminíferos que aparecen en las dunas son las mismas que las que viven en la playa de Sonabia, se puede afirmar que la arena que las componen tiene un origen marino. Por lo tanto los vientos dominantes que soplen desde el océano a la costa deben de ser los causantes de este movimiento de arena.

Si se analiza el régimen de vientos en la cornisa cantábrica a lo largo del año (Viedma-Muñoz, 2005). se observa que los dominantes son de componente Noroeste (O-NO). Sin embargo, también se registran vientos de componente Sur y SE debido al efecto Foehn. La dirección de los vientos del NO ha sido confirmada por los foraminíferos bentónicos, que aparecen en campos dunares cercanos como en Noja (Pascual et al., 2007). Esta microfauna es arrastrada de las playas a las dunas, acumulándose hacia el este. Sin embargo, los barjanes y las dunas longitudinales de Sonabia se encuentran al oeste de la playa de Valdearenas, no existiendo ningún acúmulo de arena en el lado este, ni tan siguiera sobre la plataforma de abrasión emergida (rasa) allí existente. Es muy probable que la Peña Candina sea la causante de esta disposición, al proteger a la plava de los vientos del NO.

Analizando la posición geográfica de las dunas (Fig.1), los campos de dunas de posplaya, donde se registra el mayor número de foraminíferos y de especies del trabajo, han podido ser creados por estos vientos de componente NO. También la duna transversal aislada, aunque su origen en parte es antrópico, al establecerse barreras de contención a principios del siglo XX (Flor y Martínez Cedrún, 1991). Según estos autores, las dunas longitudinales se originarían por vientos dominantes del NO sin descartar la actuación de vientos del NE. El acúmulo de foraminíferos en estas dunas longitudinales indica, efectivamente, un arrastre por vientos de componente NE. Además, este acúmulo fue más importante en la antigüedad, al aparecer muchos más ejemplares en el interior de las dunas que en la superficie. Esta diferencia parece indicar un cambio climático puesto que en las épocas frías los vientos costeros actúan con mayor intensidad.

Las dunas barjánicas, sin embargo, presentan mayor número de ejemplares en la superficie que en el interior, estando incluso ausentes en muchas de las muestras internas. Esto señala un cambio en la dirección del viento a lo largo de la historia de estas dunas. Es muy posible que fueran formadas por vientos de componente SE, que enviarían arena de zonas más alejadas situadas al SE como Oriñón (Castro Urdiales). En trabajos sobre el transporte de arena intermareal involucrado en la formación de dunas. aparecen siempre foraminíferos de caparazón resistente como C. lobatulus (Murray, 2006). Estos parecen soportar el transporte eólico



postmortem sin que se vea afectado su grado de conservación, incluso en condiciones subaéreas (Pascual et al., 2007). La escasa o nula presencia de foraminíferos en la parte interna de los barjanes de Sonabia indicaría un mayor transporte de la arena que los forman. Elorza e Higuera-Ruiz (2016) estudiaron la procedencia de los vientos generadores de la abrasión eólica en ventifactos, situados en esta playa de Valdearenas, concluyendo que la arena, causante de las erosiones, había sido transportada desde el SE. Además, la mayor acción abrasiva tuvo lugar durante la Pequeña Edad de Hielo, en el Holoceno (1350-1850 de nuestra era), y se redujo sustancialmente hace 120-160 años, cuando los ventifactos empezaron a cubrirse de líquenes, indicando un cambio a condiciones de mayor humedad y menor intensidad de los vientos. Los foraminíferos bentónicos de los barjanes indicarían por tanto, estos cambios en la dirección del viento desde el SE, en la antigüedad, hasta el NE en tiempos más recientes.

En cuanto a la evolución histórica de estas dunas, Flor y Martínez Cedrún (1991) señalan "el origen de la playa fósil en la transgresión Flandriense. A continuación al descender el nivel del mar se formó el complejo de posplaya y los cordones dunares". Puesto que las dunas longitudinales y barjanes avanzan sobre el campo de posplaya, parecen ser más recientes, siendo como hemos visto, más activas en el pasado, en momentos fríos, provocados por vientos de componente SE. La duna más joven es la transversal aislada establecida a comienzos del siglo XX, de origen antrópico. Es probable que este complejo dunar esté en retroceso, como ocurre en varias playas asturianas (Flor et al., 2014), ya que el número de foraminíferos bentónicos es mayor en el interior que en el exterior de las dunas. El retroceso sería una consecuencia del ascenso del nivel del mar en el Cantábrico de unos 1,7 ± 0,2 mm/año (García-Artola et al, 2015).

En el supramareal de la playa de Valdearenas, los escasos foraminíferos, retrabajados y disueltos, sugieren un historial tafonómico diferente. Parecen proceder de antiguas dunas desmanteladas de arena descohesionada, como las situadas sobre los acantilados de Noja (Pascual et al., 2007). Es muy probable que esta arena proceda de la destrucción de los *cordones dunares* causada por los temporales del año 2014 que afectaron de manera significativa al litoral cantábrico (Flor et al., 2014).

#### CONCLUSIONES

Un total de 1.697 foraminíferos bentónicos han sido identificados en este trabajo: 780 en la playa de Valdearenas (40% vivos) y 917 en las dunas de Sonabia en Cantabria. La asociación dominante en ambos ambientes está formada por las especies *C. lobatulus*, *Q. seminula* y *R. globularis*. Estos resultados confirman el origen marino costero de la mayor parte de las arenas de estos campos dunares.

El viento es el causante principal del arrastre de la arena desde la costa al interior. A pesar de que el viento dominante en la Cornisa Cantábrica es del NO, el diferente número de foraminíferos acumulado en el tiempo en las distintas dunas, señala sin

embargo otras direcciones de los vientos a lo largo de la historia reciente. Así, los campos de dunas de posplaya y la duna transversal aislada pudo ser formada por vientos de componente NO y las dunas longitudinales bajo el influjo del NE. Los barjanes se desarrollarían en la antigüedad (desde la Pequeña Edad de Hielo hasta hace unos 120 años) gracias a los vientos del SE que arrastrarían arenas de playas situadas en esa dirección (Oriñón), mientras que en la actualidad se surten de arena de playa empujada por vientos del NE.

**Agradecimientos:** Este trabajo ha sido subvencionado por los Proyectos de Investigación HAREA (Grupo de Investigación en Geología litoral; E.J./G.V., IT976-16) y CHIMERA (MINECO, ref.CTM2016-75411-R). Las autoras agradecen al Dr. Javier Elorza su ayuda en el muestreo.

- Cearreta, A., Pascual, A. (1993). Estudio micropaleontológico de los depósitos cuaternarios litorales situados entre Laredo e Ibarrangelua (Cantabria y Bizkaia). En: *El Cuaternario en España y Portugal*, (ITGE Ed.), 307-323.
- Elorza, J., Higuera-Ruiz, R. (2016). Abrasión mecánica (ventifactos, acuafactos) sobre las calizas-dolomías urgonianas de la costa oriental cántabra: una aproximación respecto a su edad. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 29(2), 3-22.
- Geológica de España, 29(2), 3-22. Flor, G., Martínez Cedrún, P. (1991). Características morfológicas y sedimentológicas de las dunas eólicas de Sonabia (Zona Oriental de Cantabria, NO de España). Estudios Geológicos, 47, 317-337.
- Flor, G., Flor-Blanco, G., Flores-Soriano, C. (2014). Cambios ambientales por los temporales de invierno de 2014 en la costa asturiana (NO de España). *Trabajos de Geología*, 34, 97-123.
- García-Artola, A., Cearreta, A. y Leorri, E. (2015). Relative sea-level changes in the Basque coast (northern Spain, Bay of Biscay) during the Holocene and Anthropocene: The Urdaibai estuary case. *Quaternary International*, 364, 172-180.
- Loeblich Jr, A.R., Tappan, H, (1988). Foraminiferal Genera and their Classification. Van Nostrand Reinhold Company, New York, 970 pp.
- Martínez García, B., Bodego, A., Mendicoa, J., Pascual, A., Rodríguez-Lázaro, J. (2014). Late Quaternary (Marine Isotope Stage 3 to Recent) sedimentary evolution of the Basque shelf (southern Bay of Biscay). *Boreas*, 43(4), 973-988.
- Murray, J.W. (2006). *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera*. Cambridge University Press, New York, 426 pp.
- Olivé Davó, A., Ramírez del Pozo, J. (1982). *Mapa Geológico de España* 1:50.000, hoja nº 36 (Castro Urdiales). IGME, Madrid.
- Ordiales, A., Martínez-García, B., Mendicoa, J. (2017). Distribución y ecología de las asociaciones de foraminíferos bentónicos recientes del estuario de Oriñón (E de Cantabria, N de la península Ibérica). *Geogaceta*, 61, 131-134.
- Pascual, A., Martín Rubio, M. (2004). Foraminíferos bentónicos de Lanzarote, Islas Canarias: playas, salinas y jable. *Geogaceta*, 35, 147-150.
- Pascual, A., Carriedo, J., Martín-Rubio, M., Martínez-García, B., Flor, G., Rodríguez-Lázaro, J. (2007). Contenido micropaleontológico de las arenas dunares de Noja (Cantabria). *Geogaceta*, 4,159-162.
- Viedma-Muñoz, M. (2005). El régimen de vientos en la cornisa cantábrica. *Nimbus*, 15-16, 203-222
- WoRMS Editorial Board, 2018.

<sup>.</sup> http://www.marinespecies.org/foraminifera on 2019-05-05.



# CAMBIOS MORFOLÓGICOS EN LADERAS DE DETRITOS Y NIVELES PEDEMONTANOS PLEISTOCENOS Y HOLOCENOS VINCULADOS A ACTIVIDADES HUMANAS, SIERRAS AUSTRALES DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES, ARGENTINA



J.M. Susena<sup>(1) (2)</sup>, R.O. Gentile<sup>(1)</sup>, J. Remondo Tejerina<sup>(2)</sup>

 Inst. de Geomorfología y Suelos, Universidad Nacional de La Plata. Avda. 1, 644. 1900. La Plata, Argentina. <u>juanmsusena@fcnym.unlp.edu.ar</u>, <u>gentilerodolfoosvaldo@gmail.com</u>
Dpto. de Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada, Universidad de Cantabria. Avda. de los Castros, s/n. 39005. Santander, España. <u>juan.remondo@unican.es</u>

Abstract (Morphological changes in Pleistocene-Holocene hillslopes and piedmonts related to human activities, Southern Ranges of the Buenos Aires Province, Argentina): This contribution presents a characterization of erosive processes and features identified in a sector of the Southern Ranges of the Buenos Aires Province, associated to agricultural and cattle activities and related infrastructure. Direct effects on landscape morphology produced by construction of anthropic geoforms and partial destruction of natural landforms have been identified. Indirect effects include the degradation and superimpose of natural geomorphological features caused by zoogeomorphic action associated to farming practices. This degradation seems not to be caused by recent climatic change but rather a consequence of a significant increase of surfaces exposed to erosive processes due to farming and track network. The results presented are preliminary, but suggest that human influence on geomorphic evolution of the area is likely more relevant than natural agents.

**Palabras clave:** Erosión. Movimientos de ladera. Antropogeomorfología. Zoogeomorfología. *Key words:* Erosion. Slope movements. Anthropogeomorphology. Zoogeomorphology.

### INTRODUCCIÓN

La actividad antrópica en ámbitos rurales serranos de Argentina implica al menos tres aspectos que modifican el paisaje: transporte, agricultura, y ganadería. Los dos primeros producen cambios inmediatos a paulatinos, vinculados al desarrollo de antropogeoformas principalmente lineales, como caminos, líneas de arado, acequias y canales, y se concentran en sectores de nula o escasa pedregosidad, removiendo los fragmentos rocosos superficiales en casos necesarios. La ganadería, por otra parte, genera cambios más bien paulatinos, mediante la concentración de animales como vacas y caballos en sitios particulares o en senderos. Mientras las actividades agrícolas y de trasporte requieren en general pendientes moderadas a bajas, la actividad ganadera puede extenderse a zonas de altas pendientes. De cualquier manera, este conjunto de actividades afecta a distintas geoformas del paisaje, permitiendo el desarrollo de geoformas previamente inexistentes. El objetivo de esta contribución es indicar cualitativa y semicuantitativamente modificaciones encontradas en un paisaje serrano-pedemontano del centro de Argentina, producidas directa o indirectamente, y completamente o en parte, por intervención humana, mediante el reconocimiento de geoformas y procesos geomorfológicos observados, conocidos o potenciales.

### LOCALIZACIÓN

El sector estudiado se ubica en el suroeste de la Provincia de Buenos Aires, Argentina, ocupando un área rectangular de unos 1300 Km<sup>2</sup> (Fig. 1). Se emplaza allí un oroclino de unos 35 Km de longitud y 15 Km de anchura, integrado por dos sierras paralelas separadas por un valle intermontano. La cota máxima (cerro Curamalal Grande, 1033 m

s.n.m.) se ubica unos 700 m por encima del piedemonte circundante. El frente serrano se constituye por cuarcitas, pizarras, limolitas, y conglomerados subordinados (secuencias marinas cámbricas-devónicas), que sobreyacen a un basamento conformado por granitoides, y riolitas neoproterozoicos, aflorantes en cerros aislados. Dicho frente, de relieve escabroso con frentes de sub-verticales a verticales rocosos 0 extraplomados muy prominentes, presenta laderas de detritos a su pie. Durante el Plioceno-Pleistoceno se labró un "pseudopedimento" (González Uriarte et al., 1988) afectando a calcretes psefíticos y limolíticos del Mioceno-Plioceno. A partir de esta superficie se desarrolla gran parte de las formas del piedemonte actual (De Francesco, 1992). El retrabajamiento de estos depósitos durante el Neógeno y el Cuaternario, influenciado por alternancias de climas húmedos y secos, determinó el desarrollo de una red de drenaje de baja densidad, con cursos "braided" en el piedemonte proximal y sinuosos en el medio y distal, coincidiendo los últimos, con espesores métricos de depósitos eólicos del Pleistoceno tardío-Holoceno medio. Estos eólicos constituyen además la matriz de los detritos de ladera, cuyo esqueleto son bloques rocosos provenientes de los frentes escarpados y, en mucha menor medida. fragmentos de calcretes subvacentes, expuestos por movimientos en masa. La introducción de ganado europeo a partir del siglo XVII produjo importantes cambios en las actividades indígenas y en el paisaje (ya descritas a mitad del siglo XIX), que evolucionaron paulatinamente durante el período de contacto "Hispano-Indígena" hasta la conformación definitiva de un núcleo ganadero a mediados del siglo XIX (Panizza, 2015 y bibliografía allí citada). La cubierta eólica y depósitos que la contienen como matriz, a partir de los cuales



se desarrollan los suelos actuales, son afectadas por quema de malezas, arado, remoción de detritos, transporte de maquinaria, canalizaciones e instalación de diversas estructuras, como molinos, abrevaderos, galpones, alambrados, etc. pisoteo de animales de gran porte; se denomina aquí a esta geoforma pavimento de detritos. A su vez, las cornisas de los corredores (quiebres de pendiente en el perfil transversal), son tapizadas por lineamientos de detritos en equilibrio metaestable, indicando



Fig. 1: Área estudiada. CML: Sierras de Curamalal. BRVD: Sierras de Bravard. LG – 27: Valle de Las Grutas – 27 De Diciembre. Ld: Ladera de detritos. Pdm: Piedemonte. Los árboles de la foto miden unos 10 m de altura.

### **METODOLOGÍA**

Se realizó en el gabinete una caracterización geomorfológica mediante el procesamiento de cartografía digital del Instituto Geográfico Nacional, MED ALOS PALSAR e interpretación de imágenes satelitales Google Earth y Bing con QGIS. Se generaron mapas de pendientes y perfiles longitudinales de caminos y otros rasgos. La etapa principal del trabajo se realizó en el campo: se observó e inventarió la actividad de procesos zoo y antropogeomorfológicos, se levantaron perfiles topográficos con brújula y cinta métrica en laderas y se midieron rasgos vinculados a actividad de la fauna. Se consultó a pobladores sobre procesos erosivos presenciados o conocidos, historia agrícolaganadera de sus campos, eventos climáticos excepcionales (cotejados con datos del Servicio Meteorológico Nacional) y actividad de fauna silvestre.

### **MODIFICACIONES EN LADERAS DE DETRITOS**

En laderas de detritos se encontraron geoformas vinculadas a acción faunística, modificando principalmente los tramos medios y distales. En tramos medios de laderas de umbría, se observaron *terracettes* en *zig-zag*. En laderas de solana y de umbría, se encontraron ordenamientos particulares de los detritos en las superficies de menor pendiente (corredores) de los *terracettes*. En el sector central de varios corredores (Fig. 2 A), se encontraron detritos hincados en la matriz, resultando una superficie alisada, similar a un pavimento, debido al

movimientos por pateaduras de animales, geoformas menores que denominamos cornisas de detritos. Estas geoformas raramente aparecen en laderas de valles intraserranos, donde las pendientes superan los 30°, pudiendo deberse a la dificultad de dichos animales para desplazarse, prefiriendo las fajas aluviales aledañas. Comparaciones entre segmentos medios de dos laderas de umbría próximas con pendientes de 26º y 22º muestran, respectivamente, un aumento en la representatividad de las geoformas mencionadas, así como un aumento en el ancho de los corredores de terracettes, en detrimento de la extensión de los segmentos de pendiente mayor. Por otra parte, tanto laderas de solana como de umbría, tienen sectores localizados con gran concentración de clastos volteados en general menores a 15 cm de eje mayor, alcanzando a veces los 30 cm. Se identifica el volteo por la presencia de cortezas liquénicas en la cara apoyada sobre la superficie. Esta actividad de detritos se asocia a animales silvestres de gran porte y desplazamiento veloz, como jabalíes y caballos cimarrones, principalmente a los primeros, por su movimiento en piaras y por la asociación de los mencionados rasgos con heces y hozaduras, las últimas, más comunes en tramos de ladera medios a distales, dada la mayor proporción de materiales finos en superficie. La proliferación de jabalíes se vincula, en parte, a la presencia de maizales y nogales en la zona, y a que los pumas, únicos depredadores potenciales, se alimentan actualmente del ganado. Esta afectación indirecta a las dietas de animales silvestres aumenta como consecuencia su trabajo geomorfológico, pudiendo



en el caso de caídas de rocas en laderas, amenazar a los transeúntes, dado su carácter repentino (Susena y Gentile, 2018).

La acción zoogeomorfológica del ganado se asocia también a otros movimientos de ladera, modificando sus depósitos o creando nuevos. Bloques rocosos caídos de dimensiones métricas, son utilizados como rascaderos, alisándose bordes. sus У concentrándose el pisoteo al pie de los bloques, resultando en zonas localmente concentradoras de agua, que pueden favorecer nuevos movimientos. Concentraciones de microdepresiones por pisoteo fueron identificadas también en sectores distales de las laderas, donde se acumula material fino proveniente del lavaje de tramos proximales y medios. Como consecuencia, la compactación y generación de depresiones locales en sectores de quiebres de pendiente (disminución), favorecen la concentración de agua y generación de flujos de tierra. Los últimos, tienen mayor representación en el piedemonte occidental del área estudiada, donde predomina la actividad ganadera, en contraposición al oriental, donde la agricultura tiene mayor participación.

### **MODIFICACIONES EN EL PIEDEMONTE**

En sectores del piedemonte proximal los abrevaderos naturales y revolcaderos favorecen, por de vegetación y compactación pérdida en subsuperficie, el lavaje superficial y formación de depresiones de 0,5 m de profundidad, hasta 5 m de ancho y más de 10 m de longitud, con contornos rectos, afines a antiguas líneas de arado. En escarpes fluviales se encontraron indentaciones locales de morfología triangular, con el ápice hacia la planicie de inundación, o cóncavas hacia el cauce; algunas, pocos metros alejadas de los escarpes, se conectan a ellos mediante canalículos o cárcavas de variado desarrollo. La pendiente en muchas de estas geoformas no tiene coherencia hidrológica, característica que permite vincular su desarrollo a la acción de animales que descienden y ascienden del curso, contribuyendo al modelado de la transición entre el canal y la planicie de inundación. Estas geoformas se incluirían entre las denominadas escotaduras menores (Gentile, 2005), rasgos comunes en el ambiente serrano y pedemontano de la Provincia de Buenos Aires.

La acción del pisoteo de animales no sólo se asocia a rasgos naturales del paisaje, sino también antrópicos, con sus respectivas consecuencias. Se observó deflación eólica en suelos sin cobertura vegetal, en torno a abrevaderos instalados en el piedemonte. Estos efectos son más patentes que en sus análogos naturales asociados a pequeños manantiales en la transición entre laderas de detritos y piedemonte. Esto podría deberse a que los abrevaderos artificiales funcionan todo el año, incluyendo los meses de déficit hídrico (diciembre a febrero), cuando el suelo es más susceptible a deflación y lavaje por lluvias torrenciales. Se encontraron, por otra parte, acanaladuras y canalículos rectilíneos (Fig. 2 B), que no responden necesariamente a la pendiente local del piedemonte, sino estrictamente a la presencia de alambrados, ubicándose a su pie, generalmente a un solo lado. Esta asimetría se asocia al confinamiento de ganado en cuadros, el cual camina paralelamente al alambrado, tratando de acceder al cuadro aledaño, comportamiento habitual en ganado bovino. Así, el pisoteo favorece el desarrollo de depresiones lineales y su evolución por acción del agua.

En los niveles pedemontanos del área estudiada. alrededor de 470 km lineales y aproximadamente 11300 km<sup>2</sup> cuadrados ocupados por caminos, contrastan con los aproximadamente 380 km lineales y 6100 km<sup>2</sup> que ocupan los cursos de agua, teniendo participación en el modelado del paisaje. La acción de animales excavadores y consecuentes colapsos de cavidades, caídas, vuelcos y deslizamientos de suelo de escasas dimensiones, son un ejemplo de procesos que ocurren tanto en barrancas de cursos de agua, como en cortes de caminos. En este caso, pueden afectar a sectores de los niveles de piedemonte muy alejados de la actual red de drenaje (causante de la erosión natural), llegando incluso a favorecer procesos de sufusión y acarcavamiento. Otros procesos geomórficos importantes en estos rasgos son la acción eólica y la erosión pluvial/aluvial. En el primer caso, Bidart (1992) identificó en la región depósitos de polvo vial en los bordes de los caminos, rasgos lineales en planta, de hasta 1 m de espesor que se acuñan hacia el piedemonte circundante alcanzando unos 15 m de anchura; dichos rasgos se habrían originado a partir del siglo XX. La erosión pluvial/aluvial representa otro proceso de importancia en estos caminos, dado el carácter limo-arenoso de los materiales y pendientes mayores al 40% en varios tramos. Un ejemplo extremo de ello es la erosión de al menos 26.000 m<sup>3</sup> de suelo en el piedemonte occidental, a raíz de una lluvia torrencial de 155 mm del 18 de febrero de 1992, que ocasionó el descenso de 1,5 m del terreno en un tramo lineal de al menos 700 m de longitud (Fig. 2 C). En uno de los campos lindantes se necesitó reconstruir el alambrado 1,5 m campo adentro perdiendo una superficie de 1050 m<sup>2</sup> de suelo útil, y tuvo que abrirse un camino alternativo para acceder a algunas localidades.

Las prácticas agrotécnicas en el piedemonte generaron modificaciones en los depósitos allí presentes, como la eliminación del esqueleto clástico de los decímetros superficiales de los depósitos pedemontanos, asemejando su comportamiento geomecánico al de los depósitos eólicos. A esto se suma la remoción estacional o anual del suelo, atenuando el desarrollo de agregados que pudieran aumentar la resistencia a la degradación física. Así, se originan procesos erosivos vinculados al escurrimiento superficial con distintos grados de desarrollo, expresados en canalículos y cárcavas de decamétricas, proporciones métricas а movimientos en masa de tipo flujo y deslizamientos. Entre los últimos, se encontraron superficies de ruptura con morfologías rectas o similares a corchetes vistas en planta, asociadas a líneas de arado en piedemontes proximales y laderas de detritos distales. En las porciones medias de los niveles pedemontanos, los deslizamientos, flujos y acarcavamientos expusieron niveles arcillosos o calcretes subyacentes, convirtiendo dichas áreas en superficies inutilizables para la agricultura (Fig. 2 D). Otro aspecto destacable en el piedemonte es la proporción de áreas con cultivos, que ocupan cerca del 60% del área estudiada, con suelos potencialmente desnudos o poco cubiertos en





Fig. 2: A: Perfil de ladera con terracettes (línea negra), con cornisas (flechas) y pavimento (círculo) de detritos. B: Cárcava incipiente paralela y cercana a alambrado (flechas), en dirección al molino (recuadro). C: Superficie previa ( $T_1$ ) y posterior ( $T_2$ ) al evento climático de febrero de 1992. D: Cárcava incipiente en camino de maquinaria agrícola.

agosto-noviembre y diciembre-febrero (siembra y cosecha, respectivamente), y un aumento de susceptibilidad a la erosión. Debe agregarse a esto el problema de los incendios de pastizales en verano, iniciados accidentalmente por acción de maquinaria, o incidentalmente por quema de malezas y rastrojos, que generan en última instancia grandes superficies de suelo desnudo.

### CONCLUSIONES

La acción del ganado afecta significativamente a los procesos de ladera, modificando las características de los depósitos, o favoreciendo el desarrollo de nuevos rasgos. Como efectos directos de la actividad humana en la acción zoogeomorfológica, pueden mencionarse la concentración del pisoteo y erosión consecuente asociados a construcciones de servicio (abrevaderos) o de confinamiento (alambrados). Los abrevaderos artificiales y alambrados que delimitan cuadros de ganadería actúan como unidades concentradoras de la actividad zoogeomorfológica y potenciadores de la acción geomórfica natural. Los caminos tienen una participación importante en el modelado del paisaje de la zona. Su construcción provocó que la acción eólica, típica en sectores occidentales (más secos) de la Región Pampeana, se haya extendido hacia el centro-este; esto no refleja cambios climáticos recientes, sino el aumento de superficies susceptibles a dichos procesos. Los datos obtenidos indican que, en la actualidad, el modelado del paisaje en la zona estudiada se ve directamente influenciado por las acciones humanas, por construcción y modificación de geoformas, e indirectamente, mediante el impulso de la acción zoogeomorfológica, y el aumento de susceptibilidad a procesos erosivos existentes en la zona o cerca de

ella, debido a prácticas agrotécnicas. Los resultados presentados son provisionales, pero sugieren que la influencia humana en la evolución geomorfológica de esta zona es muy importante respecto a agentes estrictamente naturales. Esto probablemente no es algo meramente local, sino que puede estar ocurriendo en muchas otras regiones del mundo.

**Agradecimientos:** Se agradece al Dr. Antonio Cendrero por sus sugerencias, y al evaluador, cuyos aportes mejoraron la contribución. El trabajo se realizó en el marco de una Beca Interna Doctoral del CONICET (Argentina) otorgada al primer autor.

- Bidart, S. (1992). Depósitos de "polvo vial" en la cuenca del Río Sauce Grande, Provincia de Buenos Aires. Connotación estratigráfica. *Actas III Jorn. Geol. Bon.* La Plata (Argentina), 91-96.
- De Francesco, F. (1992). Estratigrafía del Cenozoico en el flanco occidental de las Sierras de Curamalal, Sierras Australes Bonaerenses. *Actas III Jorn. Geol. Bon.* La Plata (Argentina), 3-12.
- Gentile, R. O. (2005). Procesos de remoción en masa en el extremo sur del Partido de Tandil (Provincia de Buenos Aires). Tesis de Maestría, Universidad Nacional de La Plata, La Plata (Argentina), 197 pp.
- González Uriarte, M., Carballo, O., Aldacour, A., Calmels, A. (1988). Geomorfología de la sierra de Bravard y su piedemonte (Provincia de Buenos Aires). Actas II Jorn. Geol. Bon. Bahía Blanca (Argentina), 173-185.
- Panizza, M. G. (2015). El área de Ventania en la conformación de la línea de frontera durante el siglo XIX. Cambio y diversidad cultural en la apropiación del paisaje. *Tefros*, 13 (2), 83-107.Susena, J. M., Gentile, R. O. (2018). Caídas y vuelcos de
- Susena, J. M., Gentile, R. O. (2018). Caídas y vuelcos de roca y suelo en un área turística de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Actas II Jorn. Intern. y IV Jorn. Nac. de Ambiente, Tandil (Argentina), 663-666.



# LA ACCESIBILIDAD A LOS SECTORES DECORADOS PROFUNDOS EN LAS CUEVAS PALEOLÍTICAS: UN NUEVO MÉTODO DE ESTUDIO



I. Intxaurbe <sup>(1)\*</sup>, D. Garate <sup>(2)</sup>, M. Arriolabengoa <sup>(1)</sup>

 (1) Dpto. Mineralogía y Petrología. Euskal Herriko Unibertsitatea/Universidad del País Vasco. 48940 Leioa, Spain \* <u>inaki.intxaurbe@gmail.com</u>
(2) Instituto Internacional de Investigaciones Prehistóricas de Cantabria (IIIPC), Universidad de Cantabria (Gobierno de Cantabria). 39005 Santander, Spain.

Abstract (Accessibility to deep decorated sectors in the palaeolithic caves: a new method of study): The need to interpret the contexts of prehistoric human activity that took place in the decorated sectors of palaeolithic caves, with special focus on the areas that are harder to reach, has led us to devise a methodology that is based on morphological characteristics of this spaces to establish quantitative values of access difficulty. For this, we have used the 3D model of a decorated cavern, utilising such software as Meshlab© or Blender© to process the spatial information. Previous geomorphological studies are necessary to determine any geological or anthropic changes that have occurred in the endokarst since prehistoric frequentation. We have started applying this method in a decorated cave (Atxura) with satisfactory results. Continue applying these methods in different caves, comparing the obtained access difficulty values with the characteristics of the graphic production and its distribution, will allow us to observe differences in the patterns.

**Palabras clave:** Paleo-tránsito subterráneo • Arte parietal • 3D • Paleoespeleologia **Key words**: Subterranean paleo-moving • Cave art • 3D • Palaeospeleology

## INTRODUCCIÓN

En los últimos años, han aparecido nuevas investigaciones dentro del marco general de estudio del arte parietal paleolítico, relacionadas con el contexto espacial y las actividades que tuvieron lugar en los sectores decorados, desarrollando las ideas propuestas por el pionero F. Rouzaud (1978): A. Pastoors y G.-C. Weniger (2011), R. Gittins y P. Pettitt (2017), M.A. Medina-Alcaide et al. (2017) o B. Ochoa y M. García-Díez (2018) son ejemplos de ello.

La ubicación del arte parietal es un factor determinante para alcanzar su significado. Como señala P. Bahn (2011: 354), "*it is inaccessibility of different kinds which seems to be a crucial factor in most "private" art*". La participación en una actividad social tan relevante está condicionada, entre otras cuestiones de carácter cultural (Fritz et al. 2016; Rivero 2016), por las propias características del acceso al arte rupestre.

La falta de un criterio objetivo común al caracterizar los sectores decorados de las cavidades paleolíticas en función de su accesibilidad, nos ha llevado a diseñar una metodología basada en las características morfológicas de estos espacios para establecer valores cuantitativos de dificultad (Intxaurbe et al. sumitted) (Fig. 1).

### **METODOLOGÍA**

En primer lugar, es necesario un estudio geomorfológico previo que permita determinar cualquier cambio geológico o antrópico que haya ocurrido en el endokarst desde la frecuentación prehistórica (pasos que se han modificado, sectores arqueológicos que havan desaparecido, etc.). Esto se ha realizado obteniendo una secuencia de unidades aloestratigráficas que representan a las distintas fases de sedimentacióon y erosión observadas. Estas unidades son frecuentes en las cavidades de la Cornisa



Fig. 1: Diferentes mediciones obtenidas en función del tipo de espacio, para el cálculo de la accesibilidad a los sectores decorados (Intxaurbe et al. submitted).

Cantábrica, y reflejan la respuesta de la dinámica geológica de la cueva respecto a los cambios paleoambientales del entorno (Aranburu et al., 2015). Las observaciones aloestratigráficas se refuerzan mediante las dataciones radiométricas (U/Th, C14, etc.).

En segundo lugar, se han usado los modelos 3D de las cavidades estudiadas, utilizando los software Meshlab © o Blender © para procesar la información espacial. Esto nos ha permitido poder trabajar "a distancia", sin tener que acercarnos constantemente a las cavidad, algo a tener en cuenta en entornos tan frágiles como estos. A partir de ellas se han cuantificado las dificultades de tránsito en función de la morfología de los tramos transitados (teniendo en cuenta la altura del techo, la anchura de las galerías, la pendiente del piso, etc.), y la dificultad que cada una de ellas supone a la hora de ser transitados.



Este método ha sido aplicado en la cueva de Atxurra (Comunidad Autónoma del País Vasco, España), con resultados satisfactorios (Fig. 2), de forma que se ha comparado objetivamente la accesibilidad de dos sectores decorados de esta cueva. Esto nos permitirá tiempo que se obtiene un número suficientemente representativo de resultados para caracterizarlos: podremos determinar qué sectores frecuentados en la prehistoria tenían acceso más complicado, y conocer los contextos cronológicos y geográficos en los que



Fig. 2: Estimación de la densidad del kernel (Heatmap) obtenido en el software Q-GIS ©, señalando las zonas que concentran los mayores valores de dificultad de acceso en el tránsito hacia los sectores C y J del área decorado de la cueva de Atxurra.

seguir desarrollando estos métodos de estudio, como por ejemplo mediante el empleo de GIS, del que ya se conocen precedentes (Llobera 2000) para el cálculo de rutas óptimas (Wheatley y Gillings 2002) dentro de la cueva.

### **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

Los primeros resultados muestran que una mayor distancia de tránsito a través de la cueva no implica una mayor dificultad o complejidad, ya que existen una serie de condiciones (gateras, resaltes, coladas, rampas, etc.) relacionadas con la geomorfología de la cueva que complican progresar a través de él.

Además, los resultados obtenidos en la cueva de Atxurra parecen demostrar que la decisión de los artistas en la elección del panel se ve afectada directamente por la dificultad del tránsito.

Los grupos magdalenienses de Atxurra (Fig. 2) eligieron paneles de difícil acceso, mientras que descartaron otros mucho más fáciles: las zonas con los mayores valores de dificultad son las que presentan las mayores concentraciones de actividad gráfica, aunque las opciones que ofrecen las cuevas son mucho más amplias y menos riesgosas. Sin embargo, se desconoce la razón de esto (¿una voluntad de "ocultar" este arte? ¿Evidencia de ritos de paso? (Owens y Hayden 1997; Arias 2009)).

Aun así, repetir esta metodología en otras cuevas permitirá desarrollar este tipo de reflexión al mismo

### abundan

### CONCLUSIONES

En este estudio hemos aplicado una novedosa metodología que nos ha permitido establecer parámetros cuantificables para evaluar la dificultad de acceso a diferentes sectores decorados de una cueva paleolítica, en el momento de las visitas prehistóricas, sobre la base de una serie de parámetros morfológicos. Antes de cada caso, se deben realizar estudios geomorfológicos para determinar los cambios que han ocurrido en las cuevas desde la entrada de los grupos humanos prehistóricos. Su aplicación efectiva en la cueva decorada de Atxurra ha ofrecido los primeros resultados interpretables. Se ha podido determinar que los artistas magdalenienses eligieron paneles de difícil acceso, mientras que descartaron otros mucho más fáciles, si bien desconocemos por ahora los motivos de ello.

También es destacable que estos resultados se han obtenido trabajando sobre los modelos 3D de las cuevas, lo que nos ha permitido trabajar sin tener que acceder constantemente a las cavidades. Seguir aplicando estos métodos en diferentes cuevas, junto con la comparación de las características de la producción gráfica y otras actividades realizadas en lugares de diferente dificultad de acceso, nos permitirá observar diferencias en los patrones. Al mismo tiempo, al cuantificar la exploración y la progresión espeleológica de los grupos prehistóricos en las profundidades de las cavernas, podremos prever las


posibles soluciones o mecanismos que diseñaron para ese propósito.

**Agradecimientos:** Esta investigación se realizó dentro del proyecto de estudio multidisciplinario de cuatro años (2016-2020) "Estudio del arte rupestre en la cueva de Atxurra", dirigido por el Dr. Diego Garate y financiado por el Servicio de Patrimonio Cultural de la Diputación Foral de Bizkaia.

- Aranburu, A., Arriolabegoa, M., Iriarte, E., Giralt, S., Yusta, I., Martínez-Pillado, V., Del Val, M., Moreno, J., & Jiménez-Sánchez, M. (2015). Karst lanscape evolution in the littoral area of the Bay of Biscay (north Iberian Peninsula). *Quaternary International 364*, 217-230.
- Arias, P. (2009). Rites in the dark? An evaluation of the current evidence for ritual areas at Magdalenian cave sites. *World Archaeology*, *41*(2), 262-294.
- Bahn, P. G. (2011). Religion and ritual in the Upper Palaeolithic. *The Oxford handbook of the archaeology of ritual and religion*, 344-357.
- Fritz, C., Tosello, G., Conkey, M. W. (2016). Reflections on the identities and roles of the artists in European Palaeolithic societies. *Journal of Archaeological Method and Theory*, 23(4), 1307-1332.
- Intxaurbe, I., Arriolabengoa, M., Medina-Alcaide, M.A., Rivero, O., Ríos-Garaizar, J., Salazar, S., Líbano, I., Garate, D. (Submitted). Proposal of Methodology for the Study of Human Transit in Prehistoric Underground Spaces: the case of Atxurra Cave (Northern Spain).
- Llobera, M. (2000). Understanding movement: a pilot model towards the sociology of movement. *NATO ASI Series A: Life Sciences, 321,* 65-84.
- Llobera, M. (2011). Archaeological visualization: towards an archaeological information science (AISc). *Journal of Archaeological Method and Theory, 18*(3), 193-223.

- Llobera, M. (2012). Life on a pixel: challenges in the development of digital methods within an "interpretive" landscape archaeology framework. *Journal of Archaeological Method and Theory*, 19(4), 495-509.
- Medina-Alcaide, M. Á., Garate, D., Sanchidrián, J. L. (2017). Painted in red: In search of alternative explanations for European Palaeolithic cave art. *Quaternary International*, 491, 65-77.
- Gillings, M. (2017). Mapping liminality: Critical frameworks for the GIS-based modelling of visibility. *Journal of Archaeological Science*, *84*, 121-128.
- Gittins, R., Pettitt, P. (2017). Is Palaeolithic cave art consistent with costly signalling theory? Lascaux as a test case. *World Archaeology, 49*(4), 466-490.
- Ochoa, B., García-Diez, M. (2018). The use of cave art through graphic space, visibility and cave transit: A new methodology. *Journal of Anthropological Archaeology*, 49, 129-145.
- Owens, D. A., Hayden, B. (1997). Prehistoric rites of passage: A comparative study of transegalitarian hunter–gatherers. *Journal of Anthropological Archaeology, 16(2),* 121-161
- Pastoors, A., Weniger, G. C. (2011). Cave art in context: methods for the analysis of the spatial organization of cave sites. *Journal of Archaeological Research*, *19*(4), 377-400.
- Rivero, O. (2016). Master and apprentice: evidence for learning in Palaeolithic portable art. *Journal of Archaeological Science*, 75, 89-100..
- Rouzaud, F. (1978). La Paleoespeleologie. L'homme et le millieu souterrain pyrénéen au Paléolthique Supérieur. Ècole des hautes études en sciences sociales, Toulousse.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Bardají, T. (1992). Evaluación geomorfológica de la actividad tectónica cuaternaria a lo largo de frentes montañosos de falla en el SE de España. *Actas III Cong. Geol. Esp.*, Vol. 2. SGE, Salamanca (España), 96-100.
- Wheatley, D., Gilling, M. (2002). Spatial Technology and archaeology. The Archaeological Applications of GIS, Taylor & Francis, New York.



# QUIMIOESTRATIGRAFÍA DE UN SONDEO SEDIMENTARIO ENDOKÁRSTICO EN LA CUEVA DE NERJA (MARO, MÁLAGA): 25 ka DE PALEOHIDROLOGÍA Y FRECUENTACIÓN HUMANA



E. Iriarte<sup>(1,2)</sup>, I. Álvarez<sup>(3)</sup>, M. Arriolabengoa<sup>(2,4)</sup>, P. Bilbao<sup>(2,4)</sup>, A. Bodego<sup>(2,5)</sup>, M. del Val<sup>(2,6)</sup>, C. Linán<sup>(7)</sup>, A. Aranburu<sup>(2,4)</sup>

- (1) Laboratorio de Evolución Humana, Dpto. de Historia, Geografía y Comunicación, Universidad de Burgos. Plaza Misael Bañuelos s/n, Edificio de I+D+i. 09001-Burgos. eiriarte@ubu.es
- (2) Sociedad de Ciencias Aranzadi-Aranzadi Zientzia Elkartea. Zorroagaina, 11. 20014-Donostia-San Sebastián.
- (3) Dpto. Expresión Gráfica y Proyectos de Ingeniería. Escuela de Ingeniería de Bilbao, Universidad del País Vasco (UPV/EHU), c/ Pitxitxi 2, 48013-Bilbao. irantzu.alvarez@ehu.eus
- (4) Dpto. Mineralogía y Petrología. Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco (UPV/EHU). Bº Sarriena s/n, 48940-Leioa. <u>arantza.aranburu@ehu.eus</u>; <u>martin.arriolabengoa@ehu.eus</u>; <u>peru.bilbao@ehu.eus</u>
- (5) Dpto. Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco (UPV/EHU). Bº Sarriena s/n, 48940-Leioa. <u>arantxa.bodego@ehu.eus</u>
- (6) CENIEH. Paseo Sierra de Atapuerca, 3. 09002-Burgos.
- (7) Fundación Cueva de Nerja. Carretera de Maro s/n, 29787 Nerja, Málaga, España. cbaena@cuevanerja.com

Abstract (Chemostratigraphy of the endokarstic sedimentary record in Nerja Cave (Maro, Málaga): a 25 ka palaeohydological and human activity record): The Nerja Cave includes 3 areas of archaeological excavation in different karstic chambers near its entrance, the Sala del Vestibulo, Sala de la Mina and Sala de la Torca. Their archaeological record includes Upper Pleistocene to the Holocene chronocultural units. A sedimentary core has been extracted from the Sala de la Torca. The geochemical and sedimentological analysis of the recovered sedimentary record evidences the presence of runoff processes that transported and accumulated allochthonous water and sediments in the Sala de la Torca. The observed geochemical and sedimentary facies variations indicate that changes in the hydrological regime and the human frequentation of the cavity happened during the Upper Pleistocene and the Holocene.

**Palabras clave:** Registro sedimentario endokárstico, geoquímica, Sala de la Torca, Cueva de Nerja *Key words:* Endokarstic sedimentary record, geochemistry, Sala de la Torca, Cueva de Nerja

# INTRODUCCIÓN

Además de ser la cavidad turística más visitada de la Península Ibérica, la Cueva de Nerja comprende en su zona más externa 3 áreas de excavación en las salas del Vestíbulo, de la Mina y la Torca, en las que se ha realizado una larga serie de excavaciones arqueólogicas desde mediados del siglo XX (Pedrera et al., 2016) (Fig. 1). En ellas se han identificado niveles arqueológicos que abarcan desde el Pleistoceno superior al Holoceno, desde el Auriñaciense al Calcolítico.

En la actualidad, y gracias al apoyo de la Fundación Cueva de Nerja, se está desarrollando un estudio multidisciplinar de la cavidad en el que se incluyen líneas de investigación dirigidas al estudio de la génesis y evolución del sistema kárstico. Las tareas realizadas para ello incluyen la prospección tanto geofísica como directa, mediante sondeos geológicos, del registro sedimentario en distintas salas de la cueva. Para ello, se prospectaron y sondearon la Sala de la Torca, Sala de la Cascada y Sala de los Fantasmas. En este trabajo se presentan los resultados del análisis geoquímico del sondeo realizado en la Sala de la Torca (NT1).

### LOCALIZACIÓN

El sondeo NT1 se realizó sobre la superficie del área de excavación arqueológica de la Sala de la Torca, a dos metros por debajo de la superficie de la sala (Fig. 1). La Sala de la Torca es la más septentrional y topográficamente más baja de las salas de la zona de entrada de la cavidad. Engloba una secuencia geoarqueológica excavada de 4 metros que abarca niveles desde auriñacineses hasta calcolíticos (Pedrera et al., 2016). Trabajos de prospección geofísica realizados en la Sala de la Torca indican un relleno sedimentario de hasta 7 m en la zona sondeada.

Geológicamente, la Cueva de Nerja se localiza en el municipio de Maro, a escasos 3 kilómetros de la línea de costa y es parte de un amplio sistema kárstico que se desarrolla en el denominado Manto de Almijara. Éste está compuesto por mármoles dolomíticos Triásicos en la base, que pasan a mármoles calizos con intercalaciones de calcoesquistos hacia techo (Pedrera et al., 2016).

### METODOLOGÍA

El sondeo de la Sala de la Torca (NT1) se realizó con una perforadora mecánica por percusión portátil *Van Walt/Eijkelkamp* que permite la recuperación de testigos completos en maniobras/secciones de 1 m. Tras la obtención de los testigos de sondeo estos fueron debidamente sellados, rotulados y guardados en una cámara frigorífica a 3-4 °C hasta su apertura para ser analizados y muestreados.





Fig. 1: Localización de la Cueva de Nerja y el sondeo realizado en la Sala de la Torca.

La composición elemental del sondeo fue analizada mediante un escáner de fluorescencia de rayos X (XRF-CS) Avaatech XRF-Core Scanner en el Laboratorio CORELAB de la Facultad de Geología de la Universidad de Barcelona. Este es un método no destructivo y semicuantitativo que permite el análisis de la composición química elemental y la obtención de fotografías de alta resolución en luz visible y UV de las muestras.

El análisis geoquímico se realizó con un intervalo de medida de 1 cm, utilizando una lámpara de Rodio y dos intensidades de medida, 10 kV y 30 kV. La primera de las mediciones se realizó con un voltaje de 10 kV, una intensidad de corriente de 600 mA, y un tiempo de medida de 10 s, habiéndose medido los siguientes elementos: Aluminio (Al), Silicio (Si), Fósforo (P), Azufre (S), Cloro (Cl), Argón (Ar), Potasio (K), Calcio (Ca) Titanio (Ti), Vanadio (V), Cromo (Cr), Manganeso (Mn), Hierro (Fe), Rodio (Rh) y Plata (Ag). La segunda de las medidas se hizo con un voltaje de 30 kV, una intensidad de corriente de 1000 mÅ, un tiempo de medida de 25 s y la utilización de un filtro de Pd, habiéndose medido los siguientes elementos: Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Au y Pb. Los datos geoquímicos obtenidos fueron normalizados y analizados mediante un análisis de componentes principales (ACP).

# RESULTADOS

El sondeo NT1 recuperó 472 cm de registro sedimentario, no llegándose al sustrato rocoso.

El análisis mediante ACP de los datos geoquímicos explica el 76 % de la varianza de los datos geoquímicos obtenidos. Habiéndose extraído 3 componentes principales (Fig. 2).

El primer componente principal (PC1) explica el 60,8% de la varianza de los datos geoquímicos. Este componente incluye elementos con una correlación positiva muy alta (> 0,8) con el Fe, Rb, Ti, K, Zr, Y, Mn, Pb, Si, Al, Zn, Ga, Nb y Ni, y algo menor, pero con valores significativos ( $\pm$  0,7) con el Cu y V (Fig. 2). El Ca presenta una correlación negativa muy alta (-0,87).

El PC2 explica el 9% de la varianza de los datos geoquímicos. El P y el Sr presentan una alta correlación positiva (> 0,7) y el Br una correlación algo menor (0,57).

Finalmente, el PC3 explica el 6,2% de la varianza de los datos geoquímicos. El Cl (0,75) y, en menor medida, el Br (0,47) presentan correlaciones positivas significativas. Además, se han calculado las puntuaciones factoriales de los análisis geoquímicos, es decir, la influencia que tienen los 3 componentes principales diferenciados (y los procesos que los controlan) para cada análisis elemental a lo largo del sondeo (PC1, PC2, PC3 en la Fig. 2).

# DISCUSIÓN

El análisis geoquímico y el ACP de los datos obtenidos, permiten definir distintas unidades quimioestratigráfícas e inferir distintos procesos sedimentarios reflejados en los componentes principales diferenciados.

En este sentido, el PC1 representa la variación en la composición de la sedimentación terrígena, dado que agrupa a la totalidad de elementos litogénicos, tanto siliciclásticos como carbonatados. Así, describe la alternancia entre el depósito de niveles de arenas carbonatadas dolomíticas (ricas en Ca) y arcillas siliciclásticas (Fe, Rb, ti, K, Zr, Y, Mn, Pb, Si, Al, etc.) (Fig. 2). En base a la distinta presencia relativa de pueden arenosos arcillosos, intervalos У diferenciarse 4 unidades estratigráficas a lo largo del sondeo (Fig. 2). Así, las unidades 1 y 3 estarían compuestas predominantemente por niveles de arenas dolomíticas, mientras que las unidades 4 y 2 presentan una composición con mayor presencia relativa de sedimentos arcillosos. En la unidad 4 (superficial) podrían diferenciarse 2 subunidades, correspondiendo la superior (aprox. 40 cm superficiales) a un tramo relativamente más arenoso.

El PC2, indica la presencia de cenizas/carbones en los sedimentos, dado que engloba a elementos biogénicos como el P y el Br, cuyos máximos coinciden, a menudo, con niveles con presencia de restos carbonosos. El contenido en cenizas/carbones presenta un máximo significativo y continuo a lo



largo de la unidad 4, especialmente en los 110 cm superficiales (subunidad 4b). Eventualmente se observan intervalos con concentraciones de fragmentos de carbón, milimétricos en todas las La Unidad 1 (basal), es terrígena y de granulometría relativamente gruesa, predominan los niveles decimétricos de arenas dolomíticas y presenta numerosos niveles de gravas dolomíticas



Fig. 2: Contenido en los elementos químicos más significativos (escala en cuentas, cps) del sondeo NT1 y los componentes principales obtenidos en el ACP. Se reflejan las distintas unidades lito(quimio)estratigráficas identificadas (azul: unidades arenosas, blanco: unidades arcillosas). Los intervalos grises indican zonas con restos carbonosos a visu y/o según la señal geoquímica (PC2).

### unidades.

Por último, los elementos agrupados en el PC3, el Br y el Cl, no presentan variaciones significativas a lo largo del sondeo, si bien presentan valores positivos en la unidad estratigráfica superior, con mayor cantidad de materiales derivados de la actividad antrópica. No obstante, su interpretación no es evidente; sólo como hipótesis de trabajo, podría estudiarse su relación con un nivel del mar alto (mayor cercanía de la costa) y la mayor incidencia, por ejemplo, del spray salino a través del agua de infiltración y/o derivada de los numerosos productos marinos (conchas) aportados antrópicamente a lo largo de la unidad superior del sondeo.

La secuencia sedimentaria registrada en el sondeo NT1 consta de 4 unidades estratigráficas que abarcan desde ca. 11810 ± 40 BP (13755-13490 cal BP). datación en niveles de ocupación magdalenienses a 30 cm del techo del sondeo, hasta la parte más profunda recuperada hasta el momento de la Unidad 1, en la que una muestra de carbón recogida a 13 cm de la base del sondeo (459 cm de profundidad) ha arrojado una edad de 21010 ±60 BP (25568 - 25155 cal BP). Debido a las características de los sedimentos de la Unidad 1 en la que se engloba el carbón datado (así como un fragmento de lámina de sílex), éste se considera resedimentado, proveniente de contextos/niveles arqueológicos Gravetienses, presentes, por ejemplo, en las adyacentes Sala del Vestíbulo y la Mina; por lo que esta cronología ha de tomarse como una edad máxima. De la integración de los datos geoquímicos y las observaciones en los perfiles del área de excavación, se describe e interpreta a continuación el registro sedimentario de la Sala de la Torca.

redondeadas de tamaño < 4 cm (Fig. 2). Entre los niveles de arenas se intercalan niveles arcillolimosos de varios centímetros de espesor y que a menudo engloban fragmentos de carbón. El tránsito es de gradual a neto, observándose la presencia de secuencias granodecrecientes que indican la presencia de flujos de relativa energía, capaces de transportar arenas y, eventualmente gravas, que evolucionarían hacia plumas de suspensión arcillolimosas. Esto indica la presencia de corrientes tractivas episódicas que transportarían sedimento alóctono interior de cavidad, al la atravesando/erosionando zonas ocupadas o con depósitos de ocupación adyacentes, hasta una zona topográficamente deprimida (Sala de la Torca) donde se formaría una acumulación de agua en la que depositarían su carga sedimentaria. El carácter alóctono de los sedimentos viene también indicado por la presencia de restos de conchas de gasterópodos terrestres. El depósito de sedimentos en esta masa de agua se daría en forma de sedimentos gruesos en los momentos más energéticos, y sedimentos más finos a medida que se reducida la energía del flujo y su caudal, hasta que finalmente decantaría el sedimento en suspensión formando los niveles más arcillosos. Estos niveles presentan a menudo morfologías convexas y cambios laterales de facies hacia sedimentos más finos/distales. Lo que evidencia la formación de pequeñas barras o lóbulos progradantes. La inclusión de restos de carbón en los niveles finos indica que eran transportados flotando y que finalmente se depositarían al saturarse en agua durante la fase de decantación o



al disminuir la lámina de agua, después del evento de crecida.

La Unidad 2 se diferencia de la Unidad 1 en la mayor presencia de sedimentos de tamaño de grano más fino, limo-arcillosos (Fig. 2). Predominan las arenas limo-arcillosas que alternan con niveles centimétricos a decimétricos de arenas dolomíticas. Tanto los tramos arcillo-limosos como los arenosos, presentan a su vez una laminación centimétrica en la que se alternan sedimentos limo-arcillosos y arenosos. Los niveles arcillo-limosos engloban normalmente fragmentos milimétricos de carbón. Los niveles más arenosos, en cambio, presentan a veces gravas hasta centimétricas (<2 cm) de caliza marmórea y abundantes bioclastos de conchas de gasterópodos continentales. Todo ello, indica la presencia de numerosos flujos tractivos, de menor energía que los de la Unidad 1 subyacente. Dichos flujos transportarían arenas gruesas y eventuales gravas finas en los momentos de máxima energía, dando lugar después a la decantación de plumas de sedimentos finos en una masa de agua relativamente perenne.

La Unidad 3 está mayoritariamente constituida por arenas dolomíticas, más finas que las de las unidades subyacentes, pero engloba 3 notables intervalos arcillo-limosos. Está caracterizada, por tanto, por una gran variabilidad sedimentológica y de las condiciones sedimentarias. Así, se alternarían eventos de flujos relativamente energéticos, arenosos, (pero menos que los de unidades subyacentes) y de corta duración, con flujos menos energéticos, que transportarían arcillas y limos en suspensión durante intervalos más dilatados en el tiempo. En esta unidad apenas se aprecian restos carbonosos en los sedimentos (tampoco en la geoquímica) lo que podría sugerir, tal vez, una menor actividad de combustión y/o frecuentación antrópica de la cavidad durante este intervalo.

Finalmente, la Unidad 4 (superficial) está constituida por sedimentos con mayor contenido limo-arcilloso. siendo la unidad donde menor cantidad de arena dolomítica se observa. Dicha arena es además granulométricamente más fina, también presenta bioclastos carbonatados finos. Esto indica la presencia de flujos acuosos de menor energía que en las unidades anteriores, que aportarían sedimento fino al relleno de una cubeta con presencia de agua, más o menos perenne. Especialmente en el metro superficial del sondeo los indicadores geoquímicos, así como la presencia de fragmentos de carbón, sugieren una gran contribución de restos de combustión. Esto indicaría una mayor actividad y presencia antrópica en la cavidad. Dicha presencia, se constata en las proximidades del sondeo, en la vecina Sala de la Mina, o incluso en la propia Sala de la Torca que estaría parcialmente cubierta por agua. Reflejo de ello podría ser la presencia de niveles de hábitat magdalenienses con estructuras de combustión inmediatamente supravacentes a la Unidad 4, que, por otra parte, indicarían la ausencia de agua en la zona del sondeo.

En general, el registro sedimentario del sondeo, junto con el registro sedimentario observable en el perfil N de la secuencia excavada suprayacente, refleja un decrecimiento de los progresivo procesos sedimentarios naturales y una mayor contribución derivada de la actividad antrópica.

Así, la secuencia sedimentaria, indica la presencia, a lo largo del sondeo, de una masa de agua de profundidad variable que cubriría gran parte de la Sala de la Torca. A dicha masa, flujos de agua procedentes del exterior transportarían a lo largo de la entrada de la cavidad (posibles zonas habitadas) sedimento alóctono, arenas dolomíticas y arcillas, provenientes de la erosión de las laderas adyacentes. La granulometría y la cantidad de sedimento transportado por dichos flujos y, por tanto, su energía/caudal, estarían controlados por la frecuencia e intensidad de la precipitación en el exterior, es decir, el carácter hidrológico del clima. Así, granulometrías finas (p. ej. Unidad 4) se relacionarían a caudales bajos, derivados de condiciones relativamente menos húmedas, mientras que las granulometrías gruesas (p.ej. Unidad 1) reflejarían una mayor cantidad de eventos de precipitación de mayor intensidad. Por ello, la secuencia estudiada refleja, en general, el progresivo desecamiento de la masa de agua endokárstica; mostrando una menor actividad hídrica del curso de agua que entraría en la cavidad a lo largo del tiempo, hasta su desecación, al menos de manera intermitente, durante finales del Pleistoceno (Magdaleniense), y de manera definitiva a lo largo del Holoceno. Esto hizo de la Sala de la Torca una zona habitable de forma continua durante el Neolítico y el Calcolítico.

Todo ello indicaría una progresiva aridificación del clima hasta las condiciones actuales. Dicha aridificación podría haber tenido variaciones, más o menos cíclicas, como las observadas en el registro sedimentario estudiado, pero para ahondar en este tema debería lograrse una mejor caracterización cronológica del sondeo realizando más dataciones de sus sedimentos (actualmente en curso).

# CONCLUSIONES

El análisis geoquímico de un sondeo de 472 cm de profundidad en la Sala de la Torca pone de manifiesto la ocurrencia de procesos de escorrentía que transportaban y acumulaban agua y sedimentos alóctonos en su interior. Las variaciones geoquímicas y de facies indican la presencia de periodos de tiempo con regímenes de escorrentía (caudal y energía) variable, habiéndose identificado 4 unidades (lito)quimioestratigráficas en los últimos ca. 25 ka. La secuencia sedimentaria estudiada refleja la progresiva disminución de la actividad hidrológica y desecamiento de la masa de agua endokárstica а finales del Pleistoceno (Magdaleniense), y de manera definitiva a lo largo del Holoceno, lo que hizo habitable la Sala de la Torca durante el Neolítico y el Calcolítico.

Agradecimientos: Los autores de este trabajo expresan su agradecimiento a la Fundación Cueva de Nerja y al Instituto de Investigación de la Cueva de Nerja por su apoyo y financiación al proyecto de investigación "Estudio geológico de la Cueva de Nerja (Maro, Nerja)". Queremos agradecer especialmente el apoyo y la colaboración incansable de D. Luis Efrén (Conservador de la Cueva de Nerja).

- Pedrera, A., Mérida Rodríguez, M., Reyes Corredera, S., Liñán Baena, C., Carrasco, F., Jordá, J.F. y Aura Tortosa, J.E. (2016). Cueva de Nerja y litoral oriental de Málaga.
- Excursiones de la XIV Reunión Nacional de Geomorfología. SEG, IGME, UMa y FCN. Málaga (España), 55 pp.
- 113



# NUEVAS EVIDENCIAS DEL IMPACTO DE LA MINERÍA AURÍFERA ROMANA MEDIANTE EL ESTUDIO DE MARCADORES GEOMORFOLÓGICOS, DRONES Y LIDAR EN LOS PIEDEMONTES ZAMORANOS

J. Fernández-Lozano <sup>(1)</sup>, J.A. Blanco-Sánchez <sup>(2)</sup>, R.M. Carrasco <sup>(3)</sup>, J. Pedraza <sup>(4)</sup>, J. Remondo <sup>(1)</sup>, J. Bonachea <sup>(1)</sup>, A. González-Díez <sup>(1)</sup>, A. Bernardo-Sánchez <sup>(5)</sup>, A.J. Méndez-Cecilia <sup>(6)</sup>, G. Gutiérrez-Alonso <sup>(2)</sup>

(1) Dpto. Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada, Universidad de Cantabria. Avda. Los Castros s/n. 39005, Santander. flozanoj@unican.es

(2) Dpto. Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca. Plaza de la Merced s/n. 38007, Salamanca

(3) Dpto. Ingeniería Geológica y Minera. Facultad de Ciencias Ambientales y Bioquímica. Universidad de Castilla-La Mancha. Avda. Carlos III s/n, 45071, Toledo.

(4) Dpto. Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. C/ José Antonio Nováis 12, 28040, Madrid.

(5) Prospección e Investigación Minera. Escuela Superior y Técnica de Ingenieros de Minas. Campus de Vegazana s/n, 24071, León.

(6) Área de Explotación de Minas. Escuela Superior y Técnica de Ingenieros de Minas. Campus de Vegazana s/n, 24071, León.

Abstract (New evidences of the impact of Roman gold mining using geomorphic features, UAV and LiDAR derived data from piedmonts of Zamora): The identification of Roman gold mining activity in plateau areas represents one of the most challenging tasks for the reconstruction of ancient mining landscapes. This article explores the presence of geomorphological features using LiDAR and UAV technology to reveal evidences of gold mining activity in an unknown sector from Zamora (NW Spain). The comparison with other well-known plateau mining sectors allow to establish the prospection method carried out by the Romans for the location of gold-rich areas. Prospection tasks consisted in the distribution of water tanks and a complex drainage system used for ground-sluicing the gold-bearing deposits. This method implies that mining works were carried out seasonally, during the humid periods or until a new water tanks recharge. The results suggest that large-scale changes on the landscape are linked to Roman mining and provide an overview of the important human impact in the light of the recent Quaternary.

**Palabras clave:** Cambios geomorfológicos, minería aurífera romana, drones, LiDAR *Key words*: Geomorphological changes, Roman gold mining, UAV, LiDAR

# INTRODUCCIÓN

El noroeste de la península ibérica fue uno de los mayores enclaves de minería aurífera romana de todo el continente europeo (Blázquez y Tovar, 1975) (Fig. 1). La explotación sistemática del oro en esta zona comienza a principios del siglo I d.C., desarrollando una compleja infraestructura y planificación del territorio. Llegaron a estar operativas más de 500 minas de oro, manteniendo las explotaciones activas hasta bien entrado el siglo II d.C. (Domergue, 1990; Sánchez-Palencia, 2000). En los primeros estudios realizados en 1935 por Davis, se identificaron un total de 44 minas (Edmonson, 1989). La incorporación para estos estudios de nuevas tecnologías, como el LiDAR aerotransportado y los drones, ha hecho que el número de enclaves identificados haya aumentado notablemente en los últimos años. Este proceso ha significado también una mejora en el reconocimiento del impacto minero sobre el paisaje, gracias, entre otros, al análisis geomorfológico (Fernández-Lozano et al., 2015, 2018, 2019; Fernández-Lozano y Gutiérrez-Alonso, 2016).

A diferencia de otras provincias como León y Salamanca, en la de Zamora el estudio de la minería aurífera romana ha recibido escasa atención y se ha focalizado principalmente en los sectores de Pino del Oro y Rio Negro (Esparza-Arroyo, 1984; Sánchez-Palencia et al., 2010; Currás-Refojos et al., 2014; Sánchez-Palencia y Currás, 2014: 15-38; Sánchez-Palencia, Romero y Beltrán, 2018; Andrés-Bercianos et al., 2018). Hasta ahora, la mayoría de estos



Fig. 1: Distribución de las labores auríferas en época romana y la zona de estudio, ubicadas en el cinturón aurífero del noroeste. Mapa basado en trabajos previos de Pérez-García et al. 2000 y Fernández-Lozano et al., 2018.

hallazgos se realizaban a partir de la información arqueológica procedente de fuentes epigráficas u otros restos. Esto limitaba en gran parte la identificación de las minas y la infraestructura hidráulica, especialmente en zonas de difícil acceso o vegetadas. Sin embargo, la aplicación de otras técnicas de trabajo, especialmente la cartografía e inventariado geomorfológico de las áreas mineras,





Fig. 2: Modelo digital obtenido a partir del tratamiento de datos LiDAR donde se muestra la ubicación de las principales cortas mineras de la comarca de Benavente y los Valles.

han permitido discriminar las morfologías y depósitos de origen natural de las afectadas por la actividad antrópica. Esto ha sido especialmente notorio en los yacimientos de tipo placer, donde la huella antrópica sobre el paisaje presenta indicadores característicos de la actividad minera.

En este trabajo se explora el potencial que presenta el uso combinado de drones, LiDAR aerotransportado y el análisis geomorfológico para la identificación de indicadores de la actividad minera. Aplicando este procedimiento de trabajo, se ha identificado un nuevo sector aurífero romano localizado en el norte de la provincia de Zamora, y que es el objetivo del presente estudio (Fig. 2).

# MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio está enclavada en las estribaciones meridionales de la Sierra de La Cabrera, en la comarca zamorana de Benavente y los Valles de Vidriales. Este sector minero se encuadra dentro del denominado Cinturón Aurífero del Noroeste (CAN) (Fig. 1), que abarca el borde noroccidental del Macizo Ibérico entre las zonas Asturoccidental-Leonesa y Centro Ibérica, donde la mineralización se produce a favor de grandes estructuras tectónicas por las que han ascendido cuerpos ígneos intrusivos y/o de fluidos hidrotermales responsables de los diferentes tipos de mineralización aurífera (Martí, 2015).

Las explotaciones mineras se ubican en depósitos tipo raña, situados en las laderas de valles laxos y barrancos que disectan los relieves que conforman la meseta. Meseta que, a su vez, está formada por antiguos depósitos de pie de monte cenozoicos, que tapizan el flanco sur del Sinclinal de Truchas. La secuencia sedimentaria, de techo a muro, comienza con los depósitos de abanicos de piedemonte tipo raña, compuestos por conglomerados de color claro afectados por una intensa actividad de lavado, que pueden alcanzar los 5 m de espesor. A estos materiales se les asigna una edad de ca. 2,5 millones de años. Por debajo, se sitúan unos conglomerados rojos con matriz arcilloso-arenosa que presentan intercalaciones de areniscas de potencia variable. Estos materiales corresponden a secuencias de abanicos fluviales adscritos al Mioceno superior. La secuencia finaliza con unos fangos rojizos, de probable edad Mioceno, con pasadas de areniscas que presentan espesores que superan los 50 m de potencia y aparecen directamente sobre el zócalo paleozoico.

# METODOLOGÍA

Se ha realizado un estudio integrado basado en la interpretación de datos procedentes de vuelos con dron y LiDAR del Instituto Geográfico Nacional (www.ign.es) para la obtención de un modelo digital de elevaciones (MDE) de alta resolución. Sobre ese modelo se ha realizado un tratamiento de los parámetros de visualización, lo que han permitido mejorar la identificación de elementos antrópicos. Posteriormente, siguiendo la metodología propuesta por Fernández-Lozano et al. (2019), las imágenes fueron comparadas con los datos geomorfológicos de la zona en busca de marcadores geomorfológicos discriminantes. Este procedimiento permite identificar





Fig. 3: Tres sectores mineros de la zona estudiada. A) Corta de erosión de la Almena (Cubo de Benavente). B) Imagen aérea de la "Laguna del Térmano Pardo", un estanque para el almacenamiento del agua. C) Depósitos de murias en el valle de Rasayo.

las morfologías debidas a las labores e infraestructura de la minería romana en el conjunto del paisaje, mayoritariamente originado por los procesos naturales.

### RESULTADOS

El MDE de alta resolución y su posterior tratamiento facilitan la identificación de las explotaciones y parte de la infraestructura hidráulica (principalmente los estanques, bien reconocibles en el paisaje) (Fig. 3). Desde un punto de vista geomorfológico, las zonas explotadas, situadas entre los 800-920 m de altitud, presentan signos de antropización. Los rasgos más destacados corresponden principalmente a cortas de erosión donde el Mioceno y la raña adquieren un mayor espesor. Sin embargo, donde los espesores son menores (25-30 m) se realizaron excavaciones por el método de arrastre de borde. También se han observado grandes zanjas de profundidad variable donde las pendientes son mayores (>30 m).

El procedimiento de trabajo fue el habitual en este tipo de minería, es decir, el agua procedente de estanques construidos para las labores de explotación se soltaba para lavar el material aurífero. La ausencia de murias (estériles) en muchos puntos se explica por el método selectivo empleado en los trabajos. Cuando explotaban depósitos de escaso espesor o recubrimientos (coluvión), no se observan murias en el entorno, aunque si aparece una mavor concentración de bloques. Esto se debe a que se trata de zonas donde la fracción arena-arcilla de los materiales es superior a la de grava y esta es de dimensiones reducidas (cascajo). Sin embargo, en aquellos lugares donde se explotaban directamente los depósitos de las formaciones de las rañas o del Mioceno, que poseen abundantes concentraciones de bloques de cuarcita, se observan grandes murias a los pies de la explotación (Fig. 3). Se trata de acumulaciones de materiales gruesos (tamaño

grava, canto y bloques) de tonos grisáceos, que forman montículos en las vertientes y son fácilmente identificables sobre el paisaje por presentar una morfología convergente con los depósitos periglaciares de vertiente.

Otro rasgo geo-antrópico identificado es la presencia, de estructuras elipsoidales de grandes diámetros, debidas a la erosión diferencial. Aparecen en las cabeceras de los canales de suministro del agua, sobre los conglomerados más resistentes a la acción erosiva de la escorrentía superficial, y son mayores en el techo del depósito. También se ha detectado que la llanura de inundación de los arroyos conectados con la actividad minera presenta una notable mayor amplitud que la de los otros cursos de agua, generalmente arroyos de régimen estacional o excepcional. Junto a lo anterior, hay que destacar también el aterrazamiento originado en los valles por la continua agradación que sufren sus bordes, como resultado de la erosión ocasionada por la actividad minera.

# EL SISTEMA HIDRÁULICO EN PLANICIES CULMINANTES TIPO MESETA

La gran extensión y escasa pendiente que presentan los depósitos tipo raña, responsables de la articulación de las zonas de meseta con los relieves paleozoicos, constituyeron uno de los obstáculos en la construcción de un sistema uniforme de drenaje que permita la explotación de los depósitos auríferos. La extensa superficie de estas llanuras y la ausencia de fuentes de abastecimiento de agua próximas que permitieran su concentración y distribución hacia las principales zonas de laboreo, implicó el desarrollo de un complejo sistema de drenaje alimentado por canales que transportarían el agua desde otras zonas, y captaciones de agua de lluvia o surgencias próximas para el avance de las labores realizadas en la zona.



La escasez hídrica en esta región zamorana, caracterizada por precipitaciones medias anuales que no superan los 570 mm, sugiere que el desarrollo de la actividad minera tendría un carácter limitado y estacional, sostenido por la disponibilidad de los recursos hídricos. El aporte de agua podría proceder de un canal de recarga situado en el valle del Eria, aunque actualmente estos estanques se rellenan anualmente con el agua de lluvia, por lo gue no puede descartarse la recarga natural en muchos casos. Con todo ello, los estanques servirían para el acopio del agua que, una vez llenos, sería dirigida a través de canales hacia las zonas mineras. Similares condiciones se han propuesto para los yacimientos auríferos de la región de Granada (cuenca de Baza-Los Filabres), donde este método de explotación de los piedemontes se venía explotando desde, al menos, el siglo II a.C., en pleno periodo de la república romana (García-Pulido, 2009). Este sistema de trabajo pudo ser exportado hacia el noroeste para iniciar los trabajos sistemáticos de minería aurífera (Fernández-Lozano et al., 2019).

Por último, la poca entidad de las labores y su extensa distribución, parecen sugerir que se trató de trabajos de prospección realizadas para la identificación de las zonas de bonanza. En estos casos el método empleado consistía en la batea sistemática desde los tramos bajos de los valles hacia la fuente del oro, situada en los yacimientos primarios, en las zonas montañosas (Pérez-García y Sánchez-Palencia, 2000). Sin embargo. en comparación con otros ejemplos cercanos similares como los presentes en el tramo bajo del río Eria y el valle del Jamuz (Fernández-Lozano et al., 2019), en los valles de Cubo de Benavente y Vidriales se detecta un trabajo sistemático y de mayor relevancia.

# CONCLUSIONES

La elaboración de MDE de alta resolución con drones y LiDAR, junto con el tratamiento de la imagen, resultan de gran interés para mejorar el estudio de la minería aurífera romana. Sin embargo, en sectores donde la transformación del paisaje ha borrado las huellas del sistema hidráulico empleado para el beneficio de los depósitos auríferos, es necesario, además, el reconocimiento de rasgos geomorfológicos característicos que permita abordar su estudio con precisión. La identificación en valles, llanuras aluviales y relieves tipo raña de formas del terreno anómalas, es decir, que no se ajustan enteramente а los patrones naturales estandarizados, facilita la identificación y el estudio de formas del relieve originadas por la actividad minera. Estos datos aportan una información valiosa para el avance en el conocimiento de la minería aurífera romana, de manera que los resultados pueden ser extrapolados a otros sectores con rasgos similares. Este estudio contribuye a mejorar el conocimiento de la ocupación romana en el noroeste peninsular y proporciona nuevos datos de la huella humana sobre el territorio en el cuaternario reciente.

## REFERENCIAS

Andrés-Bercianos, R., Fernández-Lozano, J., Alonso-Gavilán, G. (2018). Uso de LiDAR aerotransportado y fotografía aérea para la identificación de explotaciones auríferas romanas y caracterización geológica de placeres auríferos en el valle del río Negro (Zamora). Actas de las VIII Jornadas Arqueología del Valle del Duero, Ávila, 12 pp.

- Blázquez, J.M., Tovar, A. (1975). *Historia de la España Romana*. Alianza, Madrid, 383 pp.
- Currás-Refojos, B., Romero, D., Sánchez-Palencia, F.J., Pecharromán, J.L., Reher, G., Alonso, F. (2014). *Minería de oro antigua en la cuenca del río Negro (Zamora)*. En: Minería romana en zonas interfronterizas de Castilla y León y Portugal (Asturia y NE de Lusitania) (F.J. Sánchez-Palencia, Ed.). Junta de Castilla y León, León, 217-229.
- Domergue, C. (1990). Les mines de la Péninsule Ibérique dans l'antiquité romaine. Ecole française de Rome. Publications de l'École Française de Rome. 127 pp.
- Esparza-Arroyo, A. (1984). Explotaciones auríferas romanas en el valle del río Negro (Zamora). Anuario del Instituto de Estudios Zamoranos Florián de Ocampo, 1, 49-54.
- Edmondson, J.C. (1989). Mining in the later Roman empire and beyond: continuity or disruption? *The Journal of Roman Studies*, 79, 84-102.
- Fernández-Lozano, J., Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Morán, M. Á. (2015). Using airborne LiDAR sensing technology and aerial orthoimages to unravel roman water supply systems and gold works in NW Spain (Eria valley, León). *Journal of Archaeological Science*, 53, 356-373.
- Fernández-Lozano, J., Gutiérrez-Alonso, G. (2016). Improving archaeological prospection using localized UAVs assisted photogrammetry: An example from the Roman Gold District of the Eria River Valley (NW Spain). Journal of Archaeological Science: Reports, 5, 509-520.
- Fernández-Lozano, J., González-Díez, A., Gutiérrez-Alonso, G., Carrasco, R., Pedraza, J., García-Talegón, J., Remondo, J., Bonachea, J. Morellón, M. (2018). New Perspectives for UAV-Based Modelling the Roman Gold Mining Infrastructure in NW Spain. *Minerals*, 8(11), 518.
- Fernández-Lozano, J., Palao-Vicente, J.J., Blanco-Sánchez, J.A., Gutiérrez-Alonso, G., Remondo, J., Bonachea, J., Morellón, M., González-Díez, A. (2019). Gold-bearing Plio-Quaternary deposits: Insights from airborne LiDAR technology into the landscape evolution during the early Roman mining works in north-west Spain. Journal of Archaeological Science: Reports, 24, 843-855.
- García-Pulido, L.J. (2009). Estudio preliminar de las estructuras mineras antiguas existentes en cuatro sectores de explotación aurífera del territorio de Basti (Baza). Arqueología y Territorio, 6, 179–197.
- Martí, L. B. (2015). Prospección de yacimientos auríferos en la Península Ibérica. Rocas y minerales: Técnicas y procesos de minas y canteras. *Tierra y Tecnología*, 46 (525), 90-108.
- Pérez-García, L.C., Sánchez-Palencia, F. J., Torres-Ruiz, J. (2000). Tertiary and Quaternary alluvial gold deposits of Northwest Spain and Roman mining (NW of Duero and Bierzo Basins). *Journal of Geochemical Exploration*, 71(2), 225-240.
- Sánchez-Palencia, F.J. (2000). Las Médulas (León). Un paisaje cultural en la Asturia Augustana. León: Instituto Leonés de Cultura. 362 pp.
- Sánchez-Palencia, F.J., Beltrán, A., romero, D., Alonso, F., y Currás-Refojos, B. (2010). La zona minera de Pino del Oro (Zamora). Guía Arqueológica. Junta de Castilla y León, Zamora, 59 pp.
- Sánchez-Palencia, F.J. y Currás-Refojos, B. (2014): "El contexto geoarqueológico: la zona minera de Pino de Oro". En: El bronce de El Picón (Pino del Oro). Procesos de cambio en el occidente de Hispania (I. Sastre, A. Beltrán, Eds.). Junta de Castilla y León, Valladolid, 15-39.
- Sánchez-Palencia, F.J., Romero, D., Beltrán, A. (2018). "Geoarqueología del oro en la zona minera de Pino del Oro (Zamora)". Mélanges de la Casa de Velázquez. Nouvelle série, 48-1, pp. 63-87.



# ANÁLISIS GEOARQUEOLÓGICO DE UN DEPÓSITO DE OCUPACIÓN EN LA CUEVA DEL OCHO (CAZALLA DE LA SIERRA, SEVILLA, ESPAÑA) DURANTE EL NEOLÍTICO ANTIGUO



C. Borja<sup>(1)</sup>, J.A. Caro<sup>(2)</sup>, G. Álvarez-García<sup>(3)</sup>, F. Díaz del Olmo<sup>(1)</sup>, J.M. Recio<sup>(4)</sup>, A. Martínez<sup>(5)</sup>, B. Gavilán<sup>(6)</sup>, A. Pajuelo<sup>(7)</sup>

(1) Dpto. Geografía Física y A.G.R. Facultad de Geografía e Historia, Universidad de Sevilla. C/ María de Padilla, s/n. 41004-Sevilla, cesarborja@us.es

(2) Dpto. Geografía y Ciencias del Territorio. Universidad de Córdoba. Plaza Cardenal Salazar, 3. 14071-Córdoba.

(3) Sociedad Espeleológica Geos (Exploraciones e Investigaciones Subterráneas).

(4) Dpto. Ecología, Botánica y Fisiología Vegetal. Universidad de Córdoba. Campus de Rabanales s/n. 14071-Córdoba.

(5) Dpto. Física Aplicada I. Universidad de Sevilla. Ctra. Utrera, km 1. 41013-Sevilla.

(6) Dpto. Historia, Geografía y Antropología. Universidad de Huelva. Avda. de las Fuerzas Armadas, s/n. 21007-Huelva.

(7) Dpto. Prehistoria y Arqueología. Universidad de Sevilla. C/ María de Padilla s/n. 41004-Sevilla.

Abstract (Cave of Eight – Cazalla de la Sierra, Seville, Spain– human occupation during ancient Neolithic): The deposits of the Cueva del Ocho (Cave of the Eight), archaeological site (Karst complex of the Cerro de Santiago, CKCS), located a in Cazalla de la Sierra (Seville, SW Spain), it has been studied from a geoarchaeological viewpoint. The results show a sedimentary record interpreted as a model of very short occupation settlement (from Cal BC 5360 to 5225 to Cal BC 4480 to 4865), with abundance of rests of ceramics "a la almagra" (red ochre) and impressed potteries without Cardium features, as well as lithic and in bone industries. The assemblage has been characterized as Ancient Neolithic from the South of the Iberian Peninsula.

**Palabras clave:** Neolítico antiguo, análisis geoarqueológico, Cueva del Ocho, SW de España *Key words*: *Ancient Neolitihic, geoarchaeological analysis, Cave of Eight, SW Spain* 

# INTRODUCCIÓN

En el presente resumen se recogen los resultados finales del análisis geoarqueológico correspondiente al Perfil A de la Sala del Lago ubicado en la Cueva del Ocho (Cazalla de la Sierra, Sevilla, SW de España), de los que, en la XIV Reunión Nacional de Cuaternario celebrada en Granada en el año 2015, ya se adelantaron parcialmente algunas de las principales conclusiones (Borja et al., 2015a y 2015b). Como se indicó en el trabajo precedente, la Cueva del Ocho (CLS-12-Geos) se integra en el conocido como Complejo Kárstico del Cerro de Santiago (en adelante CKCS), junto con las conocidas cavidades de Santiago Grande, Media y Chica. En todas ellas se han registrado evidencias de ocupación humana de forma continua desde el Neolítico (Acosta, 1986).

### ÁREA DE ESTUDIO

El CKSC se localiza en la Sierra Norte de Sevilla, en el extremo NW del término municipal de Cazalla de la Sierra (Fig. 1), desarrollándose sobre un afloramiento de calizas masivas del Cámbrico inferior ubicado dentro del sector de Ossa-Morena del Macizo Hespérico Meridional de Sierra Morena (Díaz del Olmo, 1987) que, desde el punto de vista morfoestructural, constituye un relieve sinclinal disimétrico en posición de relieve inverso, con rumbo hercínico NW-SE (Rodríguez Vidal y Díaz del Olmo, 1994). Desde una perspectiva karstológica, el CKCS constituye un sistema espeleológico con galerías estructurales, salas, chimeneas y galerías-simas, parcialmente obturadas, con diferentes episodios de rellenos que muestran varios niveles de formación, todos ellos relacionados con la incisión del nivel de base del río Ribera de la Benalija.



Fig. 1: Localización de la Cueva del Ocho (Complejo Kárstico del Cerro de Santiago) en el extremo NW del término municipal de Cazalla de la Sierra (Sevilla).

Una de las salas de mayor entidad de la Cueva del Ocho es la denominada Sala del Lago, situada en el nivel espelo-kárstico más bajo del complejo, en contacto con la zona vadosa del endokarst. En esta sala se reconoce la presencia de rellenos de carácter detrítico con abundante contenido de material arqueológico y restos de ocupación antrópica. El depósito objeto de estudio, se halla ubicado en su lateral N, a -8 m del nivel de la boca de entrada de la cueva. Dicho depósito se ha analizado a partir del levantamiento de un perfil de 1,60 m de potencia absoluta y un desarrollo de 2,30 m en su parte superior, y 0,80 m en la inferior, así como, una dirección N-S (Fig. 2).





Fig. 2: Desarrollo completo del Perfil A excavado sobre un depósito ubicado en la Sala del Lago (Cueva del Ocho, Cazalla de la Sierra, Sevilla).

# **OBJETIVOS MATERIAL Y MÉTODOS**

El objetivo principal del presente trabajo se centra en el análisis geoarqueológico de un depósito de ocupación presente en la Sala del Lago de la Cueva del Ocho. Para ello se ha llevado a cabo un análisis integrado en una investigación espelo-karstológica y cronestratigráfica de la cual se aportan en este trabajo los resultados del registro edafo-sedimentario de Sevilla y de <sup>14</sup>C AMS llevados a cabo en los laboratorios Beta Analytic Inc. (Miami, USA).

# RESULTADOS

Los resultados obtenidos muestran que se trata, de forma genérica, de un depósito heterogéneo de matriz areno-limosa con abundantes clastos y bloques (de tamaño variable), que presenta un color pardo-grisáceo a ceniciento, y un alto contenido de restos cerámicos, carbón vegetal, así como, industrias líticas y óseas.

#### 3.1. Unidades geoarqueológicas

El análisis geoarqueológico de detalle del Perfil A ha permitido finalmente la identificación de 12 Unidades Geoarqueológicas (U.G.) cuya descripción básica (para las 9 primeras) se puede consultar en Borja et al. (2015a). El concepto de *unidad geoarqueológica* se determina a partir de la caracterización combinada de los componentes naturales y antrópicos que conforman el registro geoarqueológico, la cual permite determinar y caracterizar las unidades homogéneas presentes en el mismo. Por unidad geoarqueológica se entiende, por tanto, todo aquel cuerpo edafo-sedimentario que presenta la homogeneidad necesaria como para que, desde el

MUESTRAS		Arenas %							Limos	Total finos
Ref. / Prof.	U.G.	2,00-1,00 mm	1,00-0,50 mm	0,50-0,25 mm	0,25-0,125 mm	0,125-0,063 mm	Total	%	%	%
CS8 N10 (1,17-1,30 m)	U.G.10	12,33	12,33	14,63	22,89	37,8	37,9	15	47,1	62,1
CS8 N11 (1,30-1,45 m)	U.G.11						47,65	10	42,35	52,35
CS8 N12 (1,45-1,60 m)	U.G.12	7,42	7,42	11,71	30	43,42	35,15	25	39,85	64,85

Tabla 1. Caracterización físico-química de las unidades geoarqueológicas del Perfil A (Sala del Lago, Cueva del Ocho) obtenida en el Laboratorio del Dpto. de Ecología, Botánica y Fisiología Vegetal (Universidad de Córdoba).

MUESTRAS		pН	C.E.	M.O.	Dap	Dr	Poro-	Carbo-	Color Munsell (Laboratorio)		Hum.	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Susc. Mag.
Ref. / Prof.	U.G.	(H <sub>2</sub> O)	mmhs/cm	%	g/cm	g/cm <sup>-1</sup>	%	%	Seco	Húmedo	%	mg/100g	χm <sup>3</sup> ·kg <sup>1</sup> ·10 <sup>-7</sup>
CS8 N10 (1,17-1,30 m)	U.G.10	8,5	0,30	5,22	1,01	2,25	55,08	20,00	10YR 5/2	10YR 3/2	3,04	11,06	1.216
CS8 N11 (1,30-1,45 m)	U.G.11	8,3	0,32	3,25	0,93	2,27	59,06	25,00	10YR 6/3	10YR 4/2	3,64	12,14	1.535
CS8 N12 (1,45-1,60 m)	U.G.12	8,4	0,44	2,55	1,19	2,18	45,41	4,00	10YR 6/3	10YR 4/2	3,18	13,51	1.225

Tabla 2: Caracterización físico-química (continuación) de las unidades geoarqueológicas del Perfil A (Sala del Lago, Cueva del Ocho) obtenida en el Laboratorio del Dpto. de Ecología, Botánica y Fisiología Vegetal (Universidad de Córdoba).

y arqueológico, una vez agotada su estratigrafía. Se muestra la caracterización general de la secuencia de ocupación antrópica del perfil, así como, el análisis edafo-sedimentológico y las cronologías absolutas obtenidas.

Desde el punto de vista metodológico, se ha efectuado un levantamiento de la información en campo mediante la aplicación de técnicas arqueológicas y geoedáficas, consistentes, por un lado, en un trabajo principalmente de limpieza y retranqueo de un perfil, en el que se han definido, atendiendo a sus caracteres edafo-sedimentarios, geoquímicos y arqueológicos, diferentes unidades geoarqueológicas (U.G.), y, por otro, en la realización de un muestreo para dataciones absolutas de U/Th efectuado en los laboratorios del Departamento de Física Aplicada I de la Universidad punto de vista de su génesis y/o evolución, pueda ser discriminado crono-estratigráficamente de lo que le antecede y le sucede; o sea, todo aquel tramo del registro que exhibe la singularidad físico-cultural suficiente como para que pueda ponérsele unos límites sustantivos en el perfil, más allá del simple cambio de color o de la variación banal de cualquier otro parámetro (Borja 2014 y 2016). Las cotas y potencia de las nuevas U.G. identificadas en el perfil objeto de estudio se relacionan en las Tablas1 y 2.

# 3.2. Caracterización físico-química

En las Tablas 1 y 2 se recogen, así mismo, los resultados del análisis físico-químico practicado a las distintas U.G. identificadas. Se observa una cierta homogeneidad edafo-sedimentaria puesta de manifiesto en algunos de los parámetros analizados como pueden ser el pH, la conductividad eléctrica, la densidad o porosidad, mientras que, en el análisis



detallado de la textura de las matrices y los parámetros indicativos de la transformación sedimentaria, presentan diferencias evidentes entre unos niveles y otros. Este es el caso, por ejemplo de los niveles superiores (U.G.1, 2, 3) y los inferiores (U.G. 4, 5, 6, 7 y 8), en los que predominan las texturas arenosas en los primeros, mientras que son las limosas las predominantes en el caso de los segundos (Borja et al., 2015b). Esta tendencia se hace aún más evidente en los niveles inferiores (U.G. 10, 11 y 12) donde los materiales finos son más abundantes. Por su parte la U.G. 9 rompe esta tendencia presentando una matriz más arenosa. Estas diferencias entre los niveles inferiores y superiores del Perfil se pueden constatar igualmente en otros parámetros de los analizados. En el caso de la MO se reconocen contenidos particularmente altos (aprox. 11-8%) en los niveles superiores (U.G.1 a 4), mientras que en los intermedios estos valores se vuelven algo menores (entre aprox. 6-4 %) (U.G.5 a 10), para hacerse, finalmente, más bajos en los niveles inferiores (valores en torno a 2-3 %). Este patrón de comportamiento de valores decrecientes en profundidad se puede observar también en la porosidad o el contenido en fósforo, aunque con algunos matices.

esfera y, ya más escasas, las abiertas. En esencia, no se observa una evolución del material cerámico a lo largo de la secuencia estratigráfica, ni en lo referente a tratamiento, ni a variaciones en los motivos decorativos ni en las formas (Fig. 3).

Esta ausencia de cambios en las cerámicas puede estar indicando una ocupación breve de la cavidad, como, de hecho, parecen corroborar las dataciones radiocarbónicas absolutas obtenidas, que nos sitúan en el Neolítico Antiguo, fase hacia la que apunta también la presencia de pasta blanca rellenando algunos motivos decorativos (García et al., 2010). Una cronología similar encontramos en la cercana Cueva Chica de Santiago, ente 5460 y 5190 cal. B.C. (Acosta, 1995). En cualquier caso, la ocupación de la Cueva del Ocho responde a un Neolítico Antiguo bien documentado en los conjuntos serranos del interior de Andalucía (Gavilán et al, 2010), ajeno al del horizonte impreso cardial (Caro et al., 2016).

Por su parte, la información proporcionada por el estudio de arqueofauna (Pajuelo et al., 2016) remite a un contexto de ocupación propio de un grupo humano neolitizado con base en la explotación de especies pecuarias, entre las que destaca la

Ref. Beta Analytics	Localización Ref.	U.G.	Medida Edad Radiocarbon	<sup>13</sup> C/ <sup>12</sup> C Ratio	Edad Convencional Radiocarbon	Calibración2 Sigma
401539	CS8.Z1-03	2	6040 +/- 30 BP	-25.4 0/00	6030 ± 30 BP	Cal BC 5000 to 4840 (Cal BP 6950 to 6790)
380011	CS8.Z1-01	4	5940 +/- 30 BP	-25.9 0/00	5930 ± 30 BP	Cal BC 4880 to 4865 (Cal BP 6830 to 6815)
380012	CS8.Z1-02	7	6160 +/- 30 BP	-25.6 0/00	6150 ± 30 BP	Cal BC 5210 to 5000 (Cal BP 7160 to 6950)
401540	CS8.Z1-04	11	6310 +/- 30 BP	-24.4 0/00	6320 ± 30 BP	Cal BC 5360 to 5225 (Cal BP 7310 to 7175)

Tabla 3: Resultados de las dataciones de <sup>14</sup>C realizadas en el laboratorio Beta Analytics Inc. de Miami (USA).

# 3.3. Secuencia cronoestratigráfica

El muestreo para el análisis de radiocarbono (<sup>14</sup>C AMS Standard) se ha completado, en esta ocasión, con dos nuevas muestras que han proporcionado cronologías coherentes con las que ya se contaba (Borja et al., 2015a) (Tabla 3).

La fecha más antigua de 5360 a 5225 Cal BC se ha obtenido en la U.G. 11, mientras que en la U.G.4 se ha obtenido una datación que rompe con el desarrollo temporal de la estratigrafía, aunque por un margen bastante ajustado, al remitir a una fecha de 4880 a 4865 Cal BC. La diferencia por tanto entre la conformación de la base del relleno y el techo del mismo antes de su abandono y posterior amortización es de pocas centenas de años, un período bastante corto que da idea de la intensidad de la ocupación de este ámbito.

# 3.4. Secuencia cultural

Los materiales arqueológicos recuperados han sido fundamentalmente de tipo cerámico, óseos, así como, piezas de industria lítica. En general, la cerámica está bien elaborada, con superficies de buena calidad, desgrasantes medios y de tonalidades marrones y negruzcas, resaltando el bermellón en lo referente al tono del pigmento en la almagra. En cuanto a las formas, son frecuentes las de tres cuartos de esfera, con o sin cuello, de media

presencia de ovicaprinos (40%), seguida del ganado porcino (16,5%) y por detrás el bovino (8,1%). Se constata, igualmente, una clara importancia de los lagomorfos (22%) y la presencia de animales salvajes de gran porte (ciervo) (8,5%), además de la existencia en menor medida de cánidos (perro) (1,8%) y de otros carnívoros como el gato montés (0,2%). Destaca la presencia de un buen número de restos en los que se reconocen marcas de cortes y señales de termoalteración debidas a la acción del fuego. Finalmente, se ha recuperado un repertorio escaso de industria lítica, básicamente tallada, de carácter microlaminar, junto con algunos pulimentados de tipo azuela. Los elementos de molienda son los más frecuentes, tanto los molinos como las moletas o cantos rodados, muy a menudo manchados de ocre (Borja et al., 2015 a).

# **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

Como ya se avanzó en trabajos anteriores (Borja et al., 2015a y b), los depósitos analizados en la Sala del Lago de la Cueva del Ocho muestran una secuencia geoarqueológica de ocupación antrópica de cronología Neolítico antiguo. Efectivamente, los nuevos datos presentados en la presente investigación, referentes al análisis geoarqueológico y geocronologico, una vez agotada la estratigrafía del relleno, así como, el estudio de los materiales cerámicos y el registro proporcionado por la arqueofauna, refuerzan esta hipótesis. El análisis



geoarqueológico evidencia que se trata de un relleno antrópico intencionado que presenta rasgos más propios de un ámbito de vertedero que de un lugar de habitación, aunque en algunas de las fases de la conformación del mismo, podría, eventualmente, haber funcionado como redil de animales. La configuración (niveles de bloques con una posición intencionada, las diferencias de matrices y texturas de los materiales, los valores de parámetros como el contenido en P o S.M., etc.), y el dispositivo de las diferentes U.G. (acuñadas, inclinadas, recortadas...), apoyan esta idea.

Son variados los estudios que constatan la utilización de cuevas desde el Neolítico como corrales para el ganado, en los que era frecuente la quema de los excrementos en la propia área de acumulación, para proceder a su quema, dando como resultado la formación de los llamados niveles de corral o *fumiers*, caracterizados por incluir una sucesión de capas de cenizas, carbones y tierras rubefactadas, dispuestas de manera muy anárquica y formando, a veces montones aislados del entorno (Fernández Eraso, 2007). La importancia de la ganadería en la Cueva del Ocho, atestiguada por la abundancia de restos de fauna doméstica (>50%), refuerza el posible uso del yacimiento como redil.



Fig. 3: Cerámica de la Cueva del Ocho. U.G.3: no decorada (nº 386, 413 y 907) y con decoración (nº 405 y 432); U.G.4: decorada impresa (nº 316); U.G.2: fragmento de galbo y SPS decorada impresa/incisa (nº 868); U.G.5: decorada impresa/incisa (nº 662, 681, 682 y 987); U.G.7: no decorada (nº 573).

Por su parte, las fechas obtenidas a partir de las nuevas dataciones <sup>14</sup>C llevadas a cabo, se mantienen en una fase cronológica correspondiente plenamente al Neolítico antiguo, véndose la datación realizada en la U.G.11, en la base del relleno, de Cal BC 5360 a 5225. Por su parte, la datación realizada en la U.G.4 rompe la secuencia cronológica por el techo del relleno, pues alcanza los Cal BC 4880 a 4865, unas decenas de años menos que la datación realizada en la U.G.2, situada algunos cm por encima de ésta. En cualquier caso, y si optamos por considerar la datación más reciente, el relleno muestra una secuencia de ocupación que abarca una horquilla temporal muy corta (algunas centenas de años) antes de ser abandonado y amortizado, lo que supone, en primer lugar, una adscripción temporal indudable al periodo Neolítico antiguo en términos absolutos, y, en segundo, un

escaso desarrollo temporal en su conformación, lo que evidencia una ocupación muy intensa de este sector de la cavidad. En esta misma línea ahonda el estudio del abundante material cerámico, que remite a un contexto Neolítico antiguo, en el que no se registra ninguna variación tipológica, al igual que se ha visto en el caso de la arqueofauna que presenta un conjunto óseo recuperado compatible con cronologías plenamente Neolíticas.

**Agradecimientos:** HAR 2011-23978 (Mineco); CAREQ (Consejería de Cultura, Junta de Andalucía). Excmo. Ayto. de Cazalla de la Sierra (Sevilla).

- Acosta, P. (1986). El neolítico en Andalucía Occidental. Homenaje a Luis Siret (1934-1984), 136-151.
- Acosta, P. (1995). Las culturas del Neolítico y Calcolítico en Andalucía occidental. *Espacio, Tiempo y Forma, Serie I, 8. Prehistoria y Arqueología*, 33-80.
- Borja, C.; Caro, J.A.; Díaz del Olmo, F.; Recio, J.M.; Álvarez, G. y Martínez, A. (2015a). Estudio geoarqueológico preliminar de la ocupación de la Cueva del Ocho durante el Neolítico antiguo (Complejo kárstico del Cerro de Santiago, Cazalla de la Sierra, Sevilla). En: Una visión global del Cuaternario. El hombre como condicionante de procesos geológicos (J.P. Galve, J.M. Azañón, J.V. Pérez-Peña y P. Ruano, Eds.). AEQUA-Universidad de Granada, pp. 56-59.
- Borja, C.; Caro, J.A.; Díaz del Olmo, F.; Recio, J.M.; Álvarez, G. y Martínez, A. (2015b). Estudio geoarqueológico preliminar de la ocupación de la Cueva del Ocho durante el Neolítico antiguo (Complejo Kárstico del Cerro de Santiago, Cazalla de la Sierra, Sevilla). Gota a gota, 9, 21-27.
- Borja, F. (2016). Open discussion: Geoarhaeology as Geoarhaeology. IAG Newsletter, 17, 7-11.
  Caro, J.A.; Gavilán, B.; Borja, C.; Álvarez, G.; Díaz del
- Caro, J.A.; Gavilán, B.; Borja, C.; Álvarez, G.; Díaz del Olmo, F.; Recio, J.M. y Martínez, A. (2016). El registro cerámico de la Cueva del Ocho (Cazalla de la Sierra, Sevilla). VI Congreso del Neolítico en la Península Ibérica. Los cambios económicos y sus implicaciones sociales durante el Neolítico de la Península Ibérica. Universidad de Granada.
- Díaz del Olmo, F. (1987): El Relieve de Andalucía. Geografía de Andalucía. Sevilla. Tartessos, 11-98.
- Fernández Eraso, J. (2007). La secuencia del Neolítico en La Rioja Alavesa desde su origen hasta las primeras edades del metal. *Veleia*, 24, 669-688.
- García, P.; Aura, J.E.; Bernabeu, J. y Jordá, J.F. (2010). Nuevas perspectivas sobre la neolitización en la Cueva de Nerja (Málaga-España): la cerámica de la sala del Vestíbulo. *Zephyrvs*, LXVI, 109-132.
- Gavilán, B.; Escacena, J.L.; Molina-Cano, J.L. y Moralejo, M.A (2010). Los comienzos del Neolítico en el Guadalquivir medio e inferior. Os últimos caçadoresrecolectores e as primeiras comunidades produtoras do sul da Península Ibérica e do norte de Marrocos (J.F. Gibaja y A.F. Carvalho, eds.) Universidades do Algarve, Faro. Promontoria Monográfica, 1, 137-149.
- Pajuelo, A.; Caro, J.A.; Borja, C.; Álvarez, G.; Díaz del Olmo, F. y Recio, J.M. (2016). Avance del estudio arqueozoológico del Perfil A de la Cueva del Ocho (Cazalla de la Sierra, Sevilla) en el Neolítico antiguo. VI Congreso del Neolítico en la Península Ibérica. Los cambios económicos y sus implicaciones sociales durante el Neolítico de la Península Ibérica. Univ. Granada.
- Rodríguez Vidal y Díaz del Olmo, F. (1994). Macizo Hespérico Meridional. En: *Geomorfología de España*, Gutiérrez Elorza, M. (Ed.). Rueda. Madrid, 101-122.



# EL YACIMIENTO DE BOLINKOBA (ABADIÑO, BIZKAIA): RESULTADOS DE LAS NUEVAS CAMPAÑAS DE EXCAVACIÓN



M.J. Iriarte-Chiapusso<sup>(1)</sup>, A. Arrizabalaga<sup>(2)</sup>

 (1) Grupo Consolidado de investigación en Prehistoria (IT-1223-19)- IKERBASQUE. Facultad de Letras, Universidad del País Vasco (UPV/EHU). Paseo de la Universidad, 5. 01006 Vitoria. mariajose.iriarte@ehu.eus
 (2) Grupo Consolidado de investigación en Prehistoria (IT-1223-19). Facultad de Letras, Universidad del País Vasco (UPV/EHU). Paseo de la Universidad, 5. 01006 Vitoria. alvaro.arrizabalaga@ehu.eus

Abstract (The archaeological site of Bolinkoba: results of the new excavation seasons): The archaeological site of Bolinkoba (Abadiño, Basque Country) was initially excavated by T. Aranzadi and J.M. Barandiarán (1932-1933), and later, emptied at an indeterminate moment by the Marquis of Loriana. The excavation was never properly published, due to the circumstances imposed by the Civil War, despite which it has been an important reference for the Iberian Solutrean and Gravettian. Between 2008-2014 a research team led by M.J. Iriarte-Chiapusso has returned to the site to rescue, as far as possible, the information still available, and correlate it with the first excavations. In this intervention, remains of Magdalenian rock art and some element of mobiliar art in the cave have been discovered. Two small levels have also been discovered, corresponding to the Evolved Aurignacian and the Mousterian, which went unnoticed during the first excavations.

**Palabras clave:** Historiografía, Paleolítico superior, Gravetiense, Metodología. *Key words:* Historiography, Upper Palaeolithic, Gravettian, Methodology.

# INTRODUCCIÓN

El yacimiento de Bolinkoba constituyó, durante décadas, la principal referencia del Gravetiense en el País Vasco peninsular. Inicialmente excavado por T. Aranzadi y J.M Barandiarán (1932-33), el principal testigo dejado en la cueva sufrió una intervención incontrolada por parte del Marqués de Loriana, posiblemente hacia 1940. Entre 2008-2014, bajo la dirección de M.J. Iriarte, se han desarrollado nuevas excavaciones sobre los pequeños relictos sedimentarios preservados en la cueva.

# LOCALIZACIÓN

El yacimiento de Bolinkoba se localiza en el interior de la cueva del mismo nombre, en la embocadura septentrional del desfiladero de Atxarte, en Abadiño, Bizkaia. La cavidad se sitúa en la falda del monte Unzillatx, unos 65 m sobre el arroyo de Asuntze, en el punto con las siguientes coordenadas UTM: ETRS1989; Huso 30N: X. 529.760; Y. 4.774.930; Z. 388.

La cavidad muestra una planta muy simple, con una boca de morfología ovalada y de tres metros de altura, por 2'5 de anchura. Da acceso a una galería de nueve metros de longitud que desemboca en una sala subcircular, de unos seis metros de diámetro. Tanto el corredor de acceso, como la sala final, contenían el yacimiento arqueológico.

# **METODOLOGÍA**

Este trabajo ha incluido dos aspectos bien diferenciados. En primer lugar, ha sido necesario desarrollar una ardua tarea historiográfica dirigida a recuperar el máximo de información posible en relación con las antiguas campañas de excavación (Barandiarán, 1950). La utilidad de esta pesada tarea será, en el futuro, una mejor interpretación de los materiales de las antiguas excavaciones. La segunda vertiente de esta tarea ha sido la aplicación de un protocolo actualizado de análisis a los limitados vestigios en posición primaria recuperados, incluyendo cronología radiocarbónica (con ultrafiltración), reconocimiento exhaustivo de la estratigrafía, análisis arqueozoológico y arqueobotánico integral, estudio de los restos de industria ósea y lítica recuperados y análisis de los elementos de arte mueble y parietal descubiertos en la cavidad. Toda esta información fue presentada en una monografía que aúna los resultados de ambos trabajos (Iriarte-Chiapusso y Arrizabalaga –eds.-, 2015).

# RESULTADOS

La reconstrucción historiográfica de la excavación de Bolinkoba ha resultado bastante complicada, atendiendo a los factores de todo tipo que mediaron entre el periodo de excavación (1932-33) inicial y nuestros días. El inicio de la Guerra Civil sorprendió a Aranzadi y Barandiarán haciendo trabajo de campo, lejos de sus lugares de trabajo. Barandiarán parte hacia el exilio sin llegar a tener acceso a la documentación original de la excavación, mientras que Aranzadi vuelve a Barcelona, donde será privado de cualquier tipo de ejercicio profesional hasta su fallecimiento en 1945. Una campaña desafortunada, a cargo del Marqués de Loriana, dio origen a una publicación (Loriana, 1941) repleta de errores, que Barandiarán se vio en la obligación de rebatir (Barandiarán, 1950) desde el exilio, y con deficiencias en la documentación original.

Una circunstancia afortunada permitió a la Fundación José Miguel de Barandiarán recuperar el diario de excavación original de puño y letra de Telesforo Aranzadi. Su transcripción ha permitido una reconstrucción significativamente más detallada del proceso de excavación, la metodología en su día seguida y las áreas preservadas como testigo de



cara a futuros trabajos. Desgraciadamente, el testigo de mayor volumen fue eliminado durante la intervención incontrolada de Loriana, aunque hemos podido comprender los motivos por los que otro pequeño testigo en la porción inferior de la estratigrafía ha podido preservarse y ser excavado durante la intervención más reciente. Sobre este pequeño relicto del tramo antiguo se han podido observar dos niveles que pasaron desapercibidos durante las excavaciones antiguas (Auriñaciense evolucionado y Musteriense), sobre los que se han desplegado esfuerzos para obtener nuevas dataciones, resultados analíticos e indicaciones de tipo paleoambiental y paleoeconómico.

La actuación del Marqués de Loriana, el aprovechamiento como aprisco que se le ha dado a la cavidad y las sucesivas visitas que ha registrado desde mediados del siglo pasado han afectado al registro sedimentario dejado por Barandiarán y Aranzadi y han dado lugar a un nivel de revuelto donde los materiales argueológicos aparecen fuera de su contexto original. Sin embargo, se ha conservado una reducida porción en posición primaria. Los materiales han sido estudiados como si procedieran de un nuevo yacimiento, salvadas las limitaciones ocasionadas por su corto número. Del mismo modo, los habituales protocolos metodológicos se han aplicado sobre los cortes estratigráficos obtenidos, permitiendo obtener nueva información sobre el proceso de formación de la cavidad y su relleno sedimentario, la caracterización paleoambiental, paleoeconómica y cultural de los grupos que la ocuparon, así como varias dataciones nuevas. Merece destacarse también la aparición de nuevos restos de arte mueble (un fragmento de bramadera y varias conchas perforadas) y los primeros grabados parietales localizados en la cavidad.

El apartado más abundante dentro del registro obtenido en las nuevas excavaciones es el referido a la industria lítica, con más de un millar de restos localizados, la mitad de ellos aproximadamente, en unidades en posición primaria (8 restos 101 234 magdalenienses, gravetienses, del Auriñaciense evolucionado y 173, musterienses). En todas sus características (distribución por materias primas, tipometría de la colección, caracterización tecnológica y composición morfotipológica, la adscripción de la muestra resulta consistente con los resultados radiocarbónicos y el resto de orientaciones propuestas.

El denominado nivel 3 se ha adjudicado al Musteriense, aunque su datación radiocarbónica se sale del rango del método. Aproximadamenteun tercio de la colección está confeccionada con materias primas diferentes del sílex. Su composición tipométrica y características tecnológicas apuntan igualmente hacia algún momento avanzado del Paleolítico medio. En cuanto a la distribución tipológica de los útiles, más de la mitad de la serie está integrada por elementos de sustrato (raederas y denticulados), lo que consstittuye en si mismo una prueba consistente que permite descartar el Paleolítico superior.

Inmediatamente por encima del anterior, aunque bien diferenciado en términos estratigráficos, se sitúa la unidad 2 inferior, la que más restos líticos ha proporcionado en la nueva excavación. Entre ellos, el nivel de representación de las materias alternativas al sílex se reduce al 10 %. Además de las tres dataciones disponibles para esta pequeña serie, las características líticas también permiten hablar de Auriñaciense evolucionado sin reservas. Entre los elementos retocados dominan los tallados con retoque simple, en particular, lámimas retocadas y raspadores, seguidos de laminitas de dorso, buriles y écaillés. En nuestra opinión, es muy probable que los restos de esta unidad se subsumieran, en la excavación de Aranzadi y Barandiarán, en su nivel F (VI), Gravetiense.

Finalmente, el tramo superior de nuestro nivel 2 se corresponde, tanto en su distribución por cotas, como en sus dataciones radiométricas y sus características, con el nivel F (VI) de Aranzadi y Barandiarán, sensu stricto. Aunque el corto tamaño del conjunto no permita especular en exceso, tanto las dataciones obtenidas en el contexto, como el grueso de la serie del nivel F de Aranzadi y Barandiarán, permiten enmarcarlo dentro del Gravetiense, concretamente en una fase relativamente reciente del mismo.

# DISCUSIÓN

La puesta en valor de Bolinkoba ha representado un considerable esfuerzo debido a la insoslayable pérdida información derivada de de las circunstancias historiográficas de la investigación. El inicio de la Guerra Civil, la partida al exilio de Barandiarán, el aislamiento y posterior muerte de Aranzadi y, sobre todo, la intervención del Marqués de Loriana, han ocasionado lagunas irreparables. La aportación de información inédita por parte del Museo Vasco de Bilbao y la Fundación "José Miguel de Barandiarán" y la revisión de los fondos antiguos de Bolinkoba han venido a paliar estos problemas.

La transcripción del diario de excavaciones de Bolinkoba, redactado por T. Aranzadi, nos ha permitido comprender el proceso de excavación y las áreas de la cavidad en la que quedaron porciones del vacimiento sin excavar. También hemos podido correlacionar ambos niveles 0 de las excavaciones antiguas y recientes. Todo ello ha permitido valorar el nivel de afección que ha sufrido la secuencia de Bolinkoba desde la primera excavación del sitio: el testigo situado al SW de la sala, a la izquierda al entrar (unos 7 m<sup>2</sup>) resulta prácticamente vaciado (al inicio de las excavaciones arqueológicas recientes tenía poco más de un metro cuadrado, protegido de la devastación por su brechificación). Hemos cubicado el sedimento resultante y parece probable que se corresponda con el tapiz de unos 12 cm de media de tierra removida, que cubría el suelo de toda la cavidad a nuestra llegada.

Con estas mismas referencias, hemos corroborado la presencia de una segunda zona intacta (la base del nivel VI) que no pudo terminarse de excavar en la campaña de 1933. En esta zona se ha descubierto una corta secuencia estratigráfica con tres unidades de interés arqueológico: la base real del nivel



gravetiense (VI) y dos delgados niveles adicionales, respectivamente referidos al Auriñaciense evolucionado y al Musteriense. Debemos asumir que los materiales correspondientes a ambos niveles no fueron diferenciados de los del nivel VI y están, por tanto, subsumidos en los mismos.

# CONCLUSIONES

El proyecto de Bolinkoba ha resultado extremadamente laborioso, no tanto por la extensión de yacimiento a ser reconocida, o la densidad de materiales arqueológicos recuperados, como por la dificultad en recuperar información adicional de los trabajos antiguos que nos permitiera comprender el estado actual del registro en la cueva. Los resultados obtenidos abren ahora nuevas posibilidades de revisión de los materiales originales, dentro de un contexto moderno.

**Agradecimientos:** La Diputación Foral de Bizkaia promovió y autorizó el proyecto de intervención por M.J. Iriarte-Chiapusso en Bolinkoba, al tiempo que financió la mayor parte de las actuaciones. El crédito del resto se debió al Grupo Consolidado de Investigación en Prehistoria de la UPV-EHU (IT-622-13) y a la Fundación IKERBASQUE. Queremos agradecer también la colaboración del Ayuntamiento de Abadiño, la Fundación "José Miguel de Barandiarán" y el Museo Histórico, Arqueológico y Etnográfico Vasco de Bilbao, así como del Bizkaiko Arkeologi Museoa, por su ayuda para llevar a buen término este proyecto.

- Barandiarán, J.M. (1950). Bolinkoba y otros yacimientos prehistóricos de la Sierra de Amboto. *Cuadernos de Historia Primitiva*, 2, 75-112.
- Iriarte-Chiapusso, M.J., Arrizabalaga, A. –dirs.- (2015). Bolinkoba (Abadiño) y su yacimiento arqueológico: Arqueología de la Arqueología para la puesta en valor de su depósito, a la luz de las excavaciones antiguas y recientes. Bizkaiko Arkeologi Indusketak, 6. Diputación Foralde Bizkaia, Bilbao, 191 pp.
- Loriana, Marqués de (1941). La cueva de Bolincoba. Un yacimiento vizcaíno inédito, *Archivo Español de Arqueología*, 14, 494-507.



# ESTUDIO GEOARQUEOLÓGICO DE LA SECUENCIA ESTRATIGRÁFICA DEL YACIMIENTO LOS GRANEROS: ACHELENSE PLENO EN EL VALLE DEL GUADALQUIVIR



J.A. Caro<sup>(1)</sup>, F. Díaz del Olmo<sup>(2)</sup>, M. Cañete<sup>(1)</sup>, C. Borja<sup>(2)</sup>, J.M. Recio<sup>(3)</sup>

(1) Dpto. Geografía y Ciencias del Territorio, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de Córdoba. Plaza del Cardenal Salazar, 3. 14003-Córdoba. jacaro@uco.es

(2) Dpto. Geografía Física y Análisis Geográfico Regional, Facultad de Geografía e Historia, Universidad de Sevilla. C/ María de Padilla s/n. 41004-Sevilla.

(3) Dpto. de Ecología, Botánica y Fisiología Vegetal, Universidad de Córdoba. Campus de Rabanales s/n. 14071-Córdoba.

Abstract (Geoarqueological study of Los Graneros Stratigraphic Sequence: Acheluan in the Guadalquivir valley): A geoarchaeological study of the fluvial deposits from the Los Graneros archaeological site is carried out, located in the High Terraces of the Guadalquivir Complex (T9), at + 73-75 m. We have analyzed a sequence with 5 different sediment phases: alluvial conglomeratic, fluvial-lacustrine, alluvial-rill, alluvial with lateral incision, alluvial stream and colluvium-alluvial. Some chronologies with OSL and U / Th techniques that define a temporal range between 350 k and 30 k and BP have been obtained. Finally, in relation to the lithic set and the chronologies obtained, Los Graneros deposit can be identified as a full Acheulean model, except for some of the cooler industries of the last period (Phase V), and the surface series, closest to the middle Paleolithic technocomplexes.

**Palabras clave:** Geoarqueología, industria lítica, Achelense, Guadalquivir. *Key words:* Geoarchaeology, *lithic industry, Acheulian, Guadalquivir.* 

# INTRODUCCIÓN

La Secuencia Geoarqueológica Pleistocena del Guadalquivir (SPG) se constituye como uno de los referentes clave para el conocimiento e interpretación del Paleolítico Antiguo de la Península Ibérica (Vallespí et al., 2007).

La formación del conjunto de las terrazas del Guadalquivir constituye un proceso geomorfológico continuo durante la parte final del cuaternario (al menos 1 M.a.), reconociéndose 14 niveles:

• Terrazas muy altas (T1 a la T4), entre +215 y

+169/161 m (Pleistoceno Inferior: 1,6 – 0,8 M.a. BP). • Terrazas altas (T5-T9), entre +130/139 y +73/75 m (0,78 – 0,3 M.a BP).

• Terrazas medias (T10 a T12), entre +55 y +26 m (0,3 – 0,08 M.A. BP).

• Terrazas bajas (T13), entre +13/20 m (0,08 – 0,018 M.a. BP), y terrazas muy bajas (T14), entre +7/10 m (<0,018 M.a. BP).

Desde el punto de vista de la secuencia cultural, se reconoce una continuidad y un aumento paulatino de los registros paleolíticos, en la sucesión de depósitos sedimentarios, que deben interpretarse como reflejo de su poblamiento originario, considerado al menos en bloques poblacionales amplios. En relación con esta evidencia de continuidad poblacional, en su aspecto tecnológico, el proceso paleolítico aparece definido por unas primeras evidencias de talla, tecnológicamente poco definidas, en el yacimiento de Cerro Higoso (T5), para continuar con la implantación de un complejo tecno-lítico homogéneo en las terrazas altas (T6 a T9), correspondiente a un achelense consolidado, que mantiene un continuum básico durante todo el proceso secuencial. Este proceso se verá alterado por variabilidades diacrónicas que matizarán sus complejos, hasta convertirse en la terraza baja (T13) en un tecnocomplejo mixto cuyas características lo separan del Paleolítico medio clásico (Musteriense), ya que al mismo tiempo que no abandonan completamente las formas tradicionales, reciben un claro impacto de nuevas pautas culturales, significando así una fase concluyente del proceso, que debe ser considerada como un Paleolítico medio peculiar de los ámbitos fluviales (Paleolítico medio regional no clásico) (Caro, 2013). Esta fase terminal del proceso ha sido reconocida en el yacimiento de Tarazona III, donde las cronologías van desde los 138,4 ky hasta los 104,8 ky (OSL) (Caro et al., 2011).

# LOCALIZACIÓN

En este trabajo se realiza un estudio geoarqueológico sobre los depósitos fluviales que forman la secuencia estratigráfica del yacimiento Los Graneros, ubicado en el Complejo de Terrazas Altas del Guadalquivir (T9), a +73-75 m, en el término municipal de Carmona (Sevilla) (Fig. 1).



*Fig.- 1.- Mapa de localización de la Parada en el perfil de Graneros.* 



Este complejo está presente con buena continuidad lateral en todo el valle salvo en los últimos niveles del tramo medio, con el mismo modelo de terrazas escalonadas del complejo anterior, pero con mayor amplitud de salto entre niveles (Díaz del Olmo y Baena, 1997).

# METODOLOGÍA

En el trabajo de campo se adopta una metodología geoarqueológica que comprende los siguientes elementos: la prospección arqueológica y el estudio geomorfológico y cronoestratigráfico de los depósitos que configuran la terraza, donde se procedió a la realización de levantamientos de perfiles y muestreos para los análisis geocronológicos a través de técnicas de OSL y U/Th. Desde el punto de vista sedimentológico se ha realizado análisis textural de las unidades sedimentarias, análisis mineralógico de la fracción inferior a 2  $\mu$ , etc. (Caro et al., 2011).

Para la industria lítica, en general, se realiza una lectura tecnomorfológica de los conjuntos, la identificación de los esquemas operativos (variabilidad y complejidad de las cadenas operativas) y estudio del utillaje retocado (para una bibliografía amplia *vid.* Caro Gómez, 2006; Caro et al., 2011).

# RESULTADOS

Sintéticamente, el conjunto estratigráfico de Los Graneros queda definido por una secuencia geoarqueológica compuesta por 5 fases que, de muro a techo, serían (Fig. 2):

a) Secuencia inferior o Fase I, con dos niveles. El inferior (I.1), depósito con barras de gravas masivas con soporte de matriz arenosa (Gms); industria lítica (Gra-1). El superior (I.2), depósito limo-arenoso con gravas flotantes y costra calcárea a techo (Fs) con estructura masiva o laminada; industria lítica (Gra-2).

b) Secuencia intermedia o Fase II, con dos niveles. El más bajo (II.1) compuesto por un luvisol con costras (Bt/Btck); industria lítica (Gra-3). Y el superior (II.2), arroyada con gravas y *soils-sediments* rojos y luvisol Bt; sin industria lítica.

c) Secuencia lateral o Fase III, con tres depósitos diferenciados (III.1, III.2 y III.3) pero con características similares: barras de gravas estratificadas en artesa; industria lítica (Gra-4, Gra-5 y Gra-6).

d) Secuencia superior o Fase IV, un depósito aluvial de agradación con barras de gravas y arenas estratificadas (Gt/Gms) en la base y niveles de finos hacia techo; industria lítica (Gra-7).

e) Secuencia lateral o Fase V, depósito coluvioaluvial; industria lítica (Gra-8).

Finalmente, hay que añadir que en la superficie actual de tierra de labor se recogió también una colección de industria (Gra-9).

La Fase I, subdividida a su vez en FI.1 y FI.2, ofreció conjuntamente una pequeña serie lítica con un total

de 20 piezas, sin diferencias tecnotipológicas ni litológicas entre ambos subniveles. Tan solo el grado de rodamiento, mucho más elevado en FI.1, introduce un elemento diferenciador. En FI.1 se ha obtenido una datación de >300 ky (U/Th), mientras que una muestra para OSL en FI.2 presenta una cronología de 224 ky.

En la Fase II distinguimos dos subniveles: el FII.1, que presenta una serie lítica muy reducida (7 elementos), con alta variabilidad de rodamientos, y con características técnicas muy similares a la Fase I. Y el FII.2, que de momento, no ha deparado materiales líticos. En la primera se ha obtenido una cronología de 166 ky (OSL).

La Fase III es la que presenta un mayor número de piezas líticas (263) a lo de largo los diferentes depósitos de su estratigrafía. Sin datos cronológicos, aunque por correlación debe situarse en el tránsito Pleistoceno medio/Pleistoceno superior y todo el Pleistoceno superior. El FIII.1 presenta una serie lítica compuesta por 165 piezas. Tecnológicamente dominan las lascas simples y utensilios sobre lasca, con raederas, muescas y denticulados como piezas más representativas, pero con presencia de elementos macrolíticos (triedro y canto tallado). La mayoría de las piezas aparecen afectadas por rodamiento fluvial, predominando la cuarcita como materia prima. El FIII.2 tiene una serie lítica reducida de 20 piezas, tecno-tipológicamente similar a las anteriores, pero más parecida en los grados de rodamiento a la primera fase. Finalmente, la serie del FIII.3 exhibe un conjunto integrado por 80 elementos, mayoritariamente de cuarcita y variados grados de rodamiento, dominados por los productos de talla, lascas simples y útiles, destacando entre estos últimos las muescas y los raspadores, aunque con una alta variabilidad para lo reducido de la muestra. También es importante reseñar la presencia de elementos macrolíticos como un bifaz y dos cantos tallados.

Posteriormente, se instala sobre la terraza un arroyo que la incide y forma sus propios depósitos (arrovo Los Graneros) presentando un desarrollo evolutivo (Fase IV.2) en cuya estratigrafía se han recuperado 64 piezas. Se cuenta además con una datación de 30 ky (OSL) ubicada en el nivel de finos superior. Los grupos tecnológicos tienen un reparto muy similar al resto de las series, con dominio de productos de talla que de forma conjunta superan el 67%. Entre los útiles sobre lasca destacan las raederas y las muescas, con presencia de cantos tallados. La materia prima sigue la tónica general con predominio casi absoluto de la cuarcita, presentando frecuentemente SUS aristas afectadas por rodamiento, de tal forma que los más intensos (R2 y R3), conjuntamente, llegan al 40%.



La Fase V constituye el techo actual de la terraza de carácter coluvio-aluvial de la que se ha extraído una serie de 56 piezas, mayoritariamente productos de lascado con presencia de raederas y denticulados como útiles más destacados, así como, dos cantos tallados. La cuarcita sigue siendo la materia prima casi exclusiva. Las piezas exentas de rodamiento

poliédricos (4,1%). Del resto cabe destacar la existencia testimonial de los levallois (1,4%), solo en las Fases III y IV.

En cuanto a los productos de talla, se imponen las lascas de carácter interno (56,7%), seguidas por las corticales (25,5%) y semicorticales (17,8%), sin gran



Fig. 2.- Secuencia Geoarqueológica de Los Graneros: fases de evolución estratigráfica, facies, tipo de rodamiento de las industrias, dataciones (OSL, U/Th), series cuaternarias e identificación de la serie lítica.

fluvial, al contrario que en otros depósitos, se presentan mayoritarias con el 43%.

Finalmente, se ha recogido un conjunto de superficie en la zona más elevada del yacimiento con 104 piezas. Litológicamente es la cuarcita la materia predominante, en una serie donde las lascas son muy numerosas ofreciendo un equilibrio tecnológico importante. Tipológicamente dominan las raederas y las muescas, constatándose, igualmente, la presencia de cantos tallados. El grado de rodamiento es bastante acusado 57% (R2+R3).

En total, los materiales líticos del yacimiento suman 519 piezas: 353 productos de talla (lascas simples y útiles sobre lasca) frente a 146 elementos nodulares. Respecto a la materia prima, hay un dominio casi exclusivo de la cuarcita (92,5%), aunque aparecen testimonialmente otras litologías como el sílex o el cuarzo. En relación con el nivel de rodamiento, se constata una mayor importancia del desgaste leve (R1) y moderado (R2) generalizada, mientras que los elementos sin rodamiento (R0) y con un alto desgaste (R3) presentan unos valores bajos. Esta tendencia solo se ve alterada para las fases FI.1 y Fase V donde son más representativos estos últimos.

Entre los núcleos hay un predomino de los tipos simples o de inicio de talla, que conjuntamente suponen el 50,7%, casi siempre con aprovechamiento de la zona cortical como plano de percusión. Además hay una presencia importante de los núcleos centrípetos (14,4%) y algo menor de los

variación a lo largo de la secuencia. Buena parte de los talones identificados suelen ser corticales y lisos, con una mínima presencia de los preparados.

El conjunto tipológico está formado mayoritariamente por útiles sobre lasca, donde sobresalen las muescas (32,8%), seguidas de las raederas (17,9%), en menor proporción raspadores y otros tipos del grupo Paleolítico Superior y mínimos para denticulados y levallois (Cañete, 2017). En todos los casos se trata de piezas escasamente elaboradas, con retoques simples o semiabruptos, poco profundos, que no alteran en exceso las delineaciones naturales de los bordes. Por otra parte, hay un número significativo de piezas macrolíticas (17), entre las que destacan los cantos tallados, con talla amplia y algo de retalla, pero en muy pocos casos con un retoque más definido. A ellos hay que añadir, los elementos del grupo bifacial, representados por un bifaz amigdaloide corto con talla periférica que conserva parte del córtex en una de sus caras, y un triedro de tipo 2.2 (Caro, 1997), de aspecto muy masivo pero con una clara punta despejada. Entre los útiles diversos se ha incluido una pieza poco definida desde el punto de vista morfológico pero que técnicamente podría considerarse también como un bifaz parcial (Fig. 3).

# CONCLUSIONES

En síntesis, se pueden destacar las siguientes consideraciones sobre el yacimiento de Los Graneros:



La evolución geomorfológica del yacimiento con distintas fases de sedimentación y posterior incisión y removilización han contribuido al desplazamiento de buena parte de las industrias líticas, conformando los conjuntos individualizados descritos que, por lo tanto, en muchos casos incorporarían materiales de distintos aluvionamientos próximos (Fase IV); en otros casos, materiales removilizados de la propia T9 (Fase III) y, en menor medida, piezas coetáneas al depósito, fundamentalmente en las facies de carácter limo-arcilloso (FI.2 y Fase V). Todo ello se ve reflejado en el variado grado de rodamiento de las piezas.

Respecto a la elección de los materiales litológicos para la elaboración de las industrias, se aprecia cierto comportamiento oportunista, no selectivo, pues la representatividad de las distintas litologías talladas es muy parecida a la de los cantos que encontramos en los depósitos. De tal forma, que es la cuarcita la materia prima mayoritaria muy por delante de otras como el cuarzo, el sílex, etc. Con carácter general, esta situación ha sido puesta de manifiesto para el Paleolítico antiguo del Bajo Valle del Guadalquivir en el Pleistoceno Medio, donde los grupos de homínidos llevan a cabo una estrategia de explotación de las litologías locales (Caro, 2006; Caro et al., 2011).

En cuanto a la cronología del yacimiento se ha establecido una horquilla, a partir de las dataciones de U/Th y OSL, que abarca desde mediados del Pleistoceno medio hasta el Holoceno. La datación más antigua, de >350 ky, se refiere a la base del FI.1, le siguen las obtenidas en el muro y techo de FI.2 (224 y 166 ky, respectivamente). A partir de la Fase III exhibe el yacimiento una mayor aportación de artefactos que debemos situar en el tránsito Pleistoceno medio/Pleistoceno superior y Pleistoceno superior, ya que sobre ella se instala la Secuencia superior (arroyo, Fase IV), que a techo ofrece una cronología de 30 ky.

La caracterización tecno-morfológica de las series, frecuentemente poco equilibradas, con cadenas operativas cortas y no muy elaboradas, se identifica con el momento de desarrollo del Achelense regional, que en esta fase evolutiva está marcado por una pervivencia, en mayor o menor medida, de la tradición cultural relacionada con los cantos tallados y la presencia poco marcada del macroutillaje bifacial. Igualmente, se presenta con un alto nivel de núcleos pocos elaborados, con nula preparación de los planos de percusión, pero con una significada presencia de los núcleos centrípetos con y sin preparación periférica, y escasa representación de los núcleos levallois. Por otra parte, la tipología muestra un alto número de muescas y raederas que exhiben poca elaboración y cuidado, lo que nos induce a plantear un uso esporádico de las piezas.

Por tanto, en relación con el conjunto lítico y las cronologías aportadas, el yacimiento Los Graneros se puede identificar como un modelo de Achelense pleno regional, salvo para algunas de las industrias más frescas de la última fase (Fase V) y la serie de

superficie, más próximas a los tecnocomplejos de Paleolítico medio.



Fig. 3.- Los Graneros, FASE III.4: Bifaz (39), raedera (302), muesca (40), núcleo centrípeto (126) y raspador (89) (Cañete, 2017).

**Agradecimientos:** HAR 2011-23978. Grupo de Investigación PAIDI RNM-273. Cuaternario y Geomorfología.

- Cañete Gómez, M. (2017). Paleolítico Antiguo en las terrazas altas del Guadalquivir: estudio geoarqueológico del yacimiento Los Graneros (Carmona, Sevilla). Trabajo Fin de Grado, Universidad de Córdoba, Córdoba, 60 pp.
- Caro Gómez, J.A. (2013). El Achelense del Bajo Guadalquivir: comentario a su proceso secuencial. *El Cuaternario Ibérico: investigación en el siglo XXI*, 309-313. Sevilla.
- Caro Gómez, J.A. (1997). Los triedros del yacimiento Achelense de El Caudal (Carmona, Sevilla): ensayo de una clasificación tecnomorfológica. *Cuaternario Ibérico*, AEQUA, Joaquín Rodríguez Vidal (ed.), 322-325. Huelva.
- Caro Gómez, J.A. (2006). Yacimientos e industrias achelenses en las terrazas fluviales de la Depresión del Bajo Guadalquivir (Andalucía, España). Secuencia estratigráfica, caracterización tecnocultural y cronología. *Carel*, año IV, 4, 1423-1605. S&C ediciones, Delegación de Cultura y Patrimonio, Exc. Ayuntamiento de Carmona.
- Caro Gómez, J.A., Díaz del Olmo, F., Cámara, R., Recio, J.M., Borja, C. (2011). Geoarchaeological alluvial terrace system in Tarazona: Chronostratigraphical transition of Mode 2 to Mode 3 during the middle-upper pleistocene in the Guadalquivir River valley (Seville, Spain). Quaternary International, 243, 1, 143-160.
- Díaz del Olmo, F., Baena, R., (1997). Interpretación de la Secuencia General del Guadalquivir (Valle Medio y Bajo): Terrazas fluviales y Paleolítico. En: *Rodríguez Vidal, J.* (*Ed.*), *Cuaternario Ibérico*, 273-282. Huelva.
- Vallespí, E., Fernández Caro, J.J., Caro Gómez, J.A. (2007). Las claves secuenciales del Paleolítico Inferior de Andalucía. *Caesaraugusta*, 78, 69-72.



# RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL DEL YACIMIENTO ARQUEOLÓGICO DEL PALEOLÍTICO MEDIO DE LOS ALJEZARES (ASPE, ALICANTE): IMPLICACIONES CON OTROS YACIMIENTOS Y DEPÓSITOS CERCANOS



J. Cuevas-González<sup>(1)</sup>, D. Díez-Canseco<sup>(1)</sup>, J. Elez<sup>(2)</sup>, A. Eixea<sup>(3)</sup>, V. Ibáñez<sup>(1)</sup>, O. Civieta<sup>(1)</sup>,

(1) Dpto. Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante. Carretera San Vicente, s/n. 03690-San Vicente del Raspeig.

(2) Dpto. Geología, Universidad de Salamanca. Plaza de los Caídos, s/n. 37008-Salamanca.

(3) Departament de Prehistòria, Arqueologia i Historia Antiga, Universitat de València, Avinguda de Blasco Ibáñez, 28. 46010-València.

Abstract (Paleoenvironmental reconstruction of the middle Paleolithic archeological site of Aljezares (Aspe, Alicante), implications with others sites and close deposits): In this work we have studied the Pleistocene deposits from the Paleolithic site of Aljezares and from the middle-distal sector of the Vinalopó valley. The whole deposits have similar geological characteristics and they are interpreted as part of a system of semi-endorheic basins that would had been periodically connected and formed by a downstream damming. Two facies associations are described for the basin infill; a central fluvio-lacustrine association surrounded by an alluvial fan and colluvium system. The fluvio-lacustrine association consists of channels and lacustrine deposits whit tufa and aquatic gastropods (Theodoxus fluviatilis and Melanopsis). The alluvial fan and colluvium association is formed by conglomeratic deposits from gravity flows and ephemeral tractive currents, and with terrestrial gastropods from arid environments (lberus alonensis and Sphincterochila candidissima). In both associations, Paleolithic industry is found and so, these environments would have taken place during the human activity times.

**Palabras clave:** geoarqueología, paleoambientes sedimentarios, malacofauna, Paleolítico medio **Key words**: geoarcheology, sedimentary paleoenvironments, malacofauna, middle-Paleolithic

## **INTRODUCCIÓN**

El yacimiento paleolítico de Los Aljezares se encuentra en depósitos de edad Pleistoceno superior asociados al sector medio-distal del valle del Vinalopó. Tras el reciente descubrimiento del yacimiento en 2016, un estudio preliminar de las características y disposición de estos depósitos pleistocenos ha destacado la presencia de techos planos continuos que responden a una configuración original de una superficie de colmatación relacionada con un relleno centrípeto próximo-distal (Cuevas-González et al., 2018). Como se ha apuntado previamente, esta configuración puede ser explicada por un fenómeno de represamiento local relacionado con la estructura antiforme con núcleo anticlinal abierto que caracteriza el paraje de Los Aljezares, la cual dejaría una configuración de un área deprimida rodeada por altos topográficos. Estos materiales actualmente están siendo erosionados por la red de barrancos tributarios del Vinalopó. En este estudio se caracterizan en profundidad estos depósitos con el objetivo de reconstruir los paleoambientes que dominaban durante el Pleistoceno superior en el yacimiento paleolítico de Los Aljezares. Este trabajo incluye un análisis geomorfológico, sedimentológico y malacológico, incorporando además el análisis de restos de industria lítica localizados in situ en el yacimiento de Los Aljezares. Además, se han incluido en el estudio otros depósitos asociados al valle del Vinalopó correspondientes al yacimiento paleolítico de La Coca, estudiado por Fernández Peris (1998) y situado a menos de 1km al norte de Los Aljezares, y los depósitos localizados más al sur, fuera del dominio del anticlinal abierto, con el objetivo de evaluar la posible extensión a otros sectores cercanos de los fenómenos de represamiento descritos en Los Aljezares.

# **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

El tramo del río Vinalopó que se estudia en este trabajo discurre entre los términos municipales de Aspe y Elche. Este tramo atraviesa el sistema montañoso de la Sierra de Crevillente de dirección bética SO-NE, lo que fuerza al río en este sector a generar una red de barrancos bien desarrollada (Fig. 1A y B). Los depósitos pleistocenos se extienden en una franja longitudinal al valle del Vinalopó en este sector intramontañoso que limita las cuencas del Medio y Bajo Vinalopó, hasta las inmediaciones de la ciudad de Elche al norte del Baio Vinalopó. Estos depósitos se localizan en tres áreas deprimidas, de norte a sur: Yacimiento de La Coca, Yacimiento de Los Aljezares y depósitos de Elche (Fig. 1B). Consisten en secciones de hasta 17 metros de potencia en discordancia con los depósitos triásicos (Aljezares) o miocenos (La Coca y Elche) y que culminan en techos planos que se inclinan ligeramente hacia los bordes de las depresiones que ocupan. Estos techos planos se encuentran a cotas con respecto al talweg del Vinalopó de entre 18 y 20 metros. En general, están constituidos por conglomerados, areniscas y lutitas, donde es destacable la presencia de diversas especies de gasterópodos, depósitos de tobas e industria lítica.





Fig. 1: A, mapa regional con la localización del tramo del río del Vinalopó estudiado en este trabajo (FC: falla de Crevillente). B, cartografía geológica del área de estudio (CPA: Complejo del Pantano de Elche). Nótese la configuración en anillo de la estructura antiforme que rodea a los depósitos de Los Aljezares. C, núcleo Levallois de lasca preferencial. Se puede observar su carácter in situ en un depósito de facies de conglomerados clasto-soportados.

En términos sedimentológicos, se distinguen dos asociaciones de facies que representarían un sistema de coluviones y abanicos aluviales de aporte centrípeto y un sistema fluvio-lacustre.

Coluviones y abanicos aluviales (ver Tabla 1). Predominantemente localizados en los bordes más alejados de las áreas deprimidas. Constituidos por facies predominantemente conglomeráticas, matrizsoportadas y con bloques dispersos, que alternan con cuerpos de menor espesor tabulares y canalizados de conglomerados clasto-soportados de selección moderada. Presentan cantos de materiales triásicos y miocenos. Pueden presentar facies subordinadas arenosas y limoso/arcillosas de moderada selección. En cuanto a la fauna de gasterópodos localizada en esta asociación de facies, destaca la presencia de las especies Iberus alonensis y Sphincterochila candidissima. Ambas especies aparecen de manera dispersa, y en la mayoría de los casos su estado de conservación es incluso dentro de los bueno depósitos conglomeráticos, donde aparecen preferentemente. Estos depósitos se han interpretado como producto

de flujos de gravedad, principalmente flujos de derrubio y de fango que constituyen coluviones y la parte proximal-media de abanicos aluviales. Además, en estos sistemas discurren corrientes tractivas canalizadas y en forma de mantos de arroyada. Todos los depósitos tendrían un carácter eventual y en el caso de los flujos tractivos, efímero. Esta interpretación concuerda con la ecología actual de las especies de gasterópodos halladas. La especie S.candidissima es terrestre, muy xerófila, de terrenos áridos expuestos al sol y suelos delgados y pobres, aunque calcáreos y que puede pasar gran parte del año inactiva sobre el suelo o semienterrada (Gasull, 1964). Por otro lado, I.alonensis aunque tiene una mayor tolerancia ecológica, también es un gasterópodo terrestre calcícola que puede ocupar ambientes esteparios mediterráneos cerca de ríos (Martínez-Ortí y Robles, 2003). Además, los gasterópodos presentan un estado de preservación bueno, lo cual indica que no están resedimentados y habrían habitado los depósitos tras sedimentación.



Descripción	Industria lítica	Malacofauna	Interpretación	Asoc. Facies	
Conglomerados clasto-soportados con moderada selección. Cuerpos tabulares de base plana con relativa continuidad lateral. Cantos de sílex y caliza (localmente arenisca y dolomía).	sí	Sí <i>Lalonensis</i> S.candidissima Mantos de arr		UVIÓN	
Conglomerados clasto-soportados con buena-moderada selección y limitados a base por una superficie erosiva. Cuerpos de poca continuidad lateral y poco espesor. Localmente estratificación cruzada y gradación positiva. Cantos de sílex y caliza (localmente arenisca y dolomia).	NO OBSERVADA	I.alonensis S.candidissima	Canales efimeros	ALUVIAL / COL	
Conglomerados matriz-soportados con muy mala selección. Matriz de arena media y menos abundante arcillosa. Cuerpos de aspecto más o menos caótico, gran potencia y sin superficies de estratificación aparentes. Cantos de silex y caliza (localmente arenisca y dolomía).	sī	l.alonensis S.candidissima	Flujos de gravedad	ABANICO	
Areniscas poco consolidadas y lutitas. Pueden presentar huellas de raices y rizolitos.	NO OBSERVADA	NO OBSERVADA T.fluviatills Melanopsis Orli I.alonensis			
Lutitas frecuentemente azuladas	NO OBSERVADA	T.fluviatilis Melanopsis	Lámina de agua permanente en área protegida	2	
Conglomerados clasto-soportados con buena-moderada selección y limitados a base por una superficie erosiva. Cuerpos de decenas de metros de continuidad lateral. Localmente estratificación cruzada y gradación positiva. Cantos de sílex y caliza.	şi	Localmente T.fluviatilis Melanopsis	Canales de relativa estabilidad	LUVIO-LACUST	
Niveles de tobas con laminaciones de tipo estromatolítica	NO OBSERVADA	Asociadas frecuentemente a lumaquelas de T.fluviatilis y Melonopsis	Lámina de agua permanente y actividad microbial a favor de restos vegetales	Ē	

Tabla 1: Asociaciones de facies reconocidas en el conjunto de depósitos pleistocenos estudiados en este trabajo.

Sistema fluvio-lacustre (ver Tabla 1). Predominantemente localizado en el centro de las áreas deprimidas. Constituido por gran variedad de facies. Destacan los depósitos de conglomerados de buena-moderada selección con base erosiva y con una continuidad lateral de decenas de metros y espesor variable. Estos cuerpos alternan con materiales arenosos y limoso/lutíticos azulados y amarillentos. En estos depósitos son frecuentes huellas de raíces y rizolitos y gasterópodos dispersos de la especie Theodoxus fluviatilis y del género Melanopsis. Además estos gasterópodos pueden aparecer formando lumaquelas de alta concentración de conchas. En ambos casos la preservación de los gasterópodos es buena. Por último, formando parte de esta asociación de facies se observan niveles carbonáticos de tobas dómicas y tubulares con laminaciones de tipo estromatolítica. Esta laminación irregular, concéntrica y se desarrolla es frecuentemente a favor de restos vegetales, principalmente de juncos, similares a las descritas por Arenas et al. (2000) formadas probablemente por actividad microbial. Los depósitos de esta asociación de facies se interpretan como el producto de canales con un flujo de agua más o menos estable y encharcamientos o lagunas con lámina de agua permanente que además presentarían tanto zonas palustres como áreas protegidas de las corrientes. Esta interpretación es compatible con la presencia de Melanopsis y T.fluviatilis, ambos gasterópodos acuáticos, siendo este último indicador de medios fluviales y lacustres de aguas duras (Macan y Maudsley, 1969). Asimismo, las estructuras de toba son frecuentes en este tipo de ambientes donde una lámina de agua más o menos estable permite su desarrollo (e.g. Arenas *et al.*, 2000).

En cuanto a la industria lítica es destacable la presencia de restos in situ en las facies gruesas de ambas asociaciones de facies (ver Tabla 1), tanto en los depósitos de Los Aljezares (Fig. 1C) como de La Coca. En este trabajo se describe únicamente el conjunto de piezas encontrado in situ en Los Aljezares, el cual supone un total de 9 elementos. Entre ellos existe un claro componente industrial adscrito al Paleolítico medio, tal y como se observa en la presencia de tres núcleos de tipo Levallois, dos gestionados a partir de la modalidad recurrente centrípeta, uno de los cuales entraría por sus dimensiones dentro de los microlevallois, y otro de mayor tamaño de tipo preferencial (Fig. 1C). Junto a estos se clasifican dos útiles, por un lado, una pieza con muesca en extremo elaborada a partir de un soporte espeso y, por otro lado, un denticulado opuesto a dorso natural obtenido a partir de una lasca de talla discoide. El resto se compone de otras cuatro lascas entre las que destaca una lasca Levallois atípica, dos de tipo desbordante encuadrables dentro de una explotación discoide y otra que no presenta características específicas que permitan determinarla tecnológicamente. En este sentido y a pesar de que el número de restos encontrados in situ es reducido, podemos comprobar la existencia de una homogeneidad industrial encuadrable dentro de conjuntos de tipo Paleolítico medio similares a los descritos recientemente en el vacimiento de superficie de Los Aljezares por Eixea et al. (2018). En este trabajo previo se estudiaron



más de 500 piezas recuperadas como material rodado de superficie, que han sido atribuidas a una talla predominante de tipo discoide con presencia de cadenas operativas ramificadas para explotación a partir de lascas espesas, además de constatar el empleo de talla Levallois tanto en modalidad recurrente centrípeta como preferencial. Esta amplia diversidad técnica junto con la baja proporción de núcleos frente a los soportes retocados apunta tanto a una actividad de captación de materias primas y manufactura lítica para obtención de utensilios como al uso de los mismos (Eixea *et al.* 2018).

Teniendo en cuenta los resultados del estudio y dada la similitud en cuanto a las asociaciones de facies y altura de los techos planos de los depósitos pleistocenos, se puede interpretar que los tres conjuntos (Yacimiento de La Coca, Yacimiento de Los Aljezares y depósitos de Elche) se formaron en el mismo periodo de tiempo y bajo condiciones similares. Esto conlleva dos implicaciones principales. La primera es que el represamiento propuesto por Cuevas-González et al. (2018) afectaría a los tres conjuntos, localizándose más al sur del borde del antiforme de Los Aljezares (Fig.1). Es destacable que en esta zona se sitúa la falla de Crevillente (Martin-Rojas et al., 2014), lo cual hace pensar que podría haber estado involucrada en este represamiento. Como segunda implicación, los tres conjuntos de depósitos configuran un sistema de pequeñas cuencas semiendorreicas con un relleno centrípeto caracterizado por abanicos aluviales y coluviones en los bordes y zonas fluvio-lacustres en sus partes centrales. La coincidente altura de la superficie de colmatación de los tres conjuntos, reflejaría que el desarrollo de estas cuencas es penecontemporáneo y que al menos ocasionalmente tendrían conexión entre ellas, por lo que su relleno tendría además un aporte transversal de dirección norte-sur.

Es de destacar que aunque de momento sólo han sido localizados restos de industria lítica *in situ* en La Coca y Los Aljezares los resultados de este estudio abren la posibilidad de que parajes más al sur presenten yacimientos arqueológicos de esta misma edad.

# CONCLUSIONES

Los depósitos pleistocenos observados en el tramo medio-distal del río Vinalopó comparten características tanto sedimentológicas, geomorfológicas como malacológicas, que hacen que puedan ser considerados como partes de un mismo sistema sedimentario de cuencas semiendorreicas de relleno centrípeto que se conectan intermitentemente. En todo el conjunto han sido identificadas dos asociaciones de facies que definen dos sistemas sedimentarios. Por un lado, un sistema de abanicos aluviales y coluviones que se situaría hacia el borde de cada una de las cuencas, caracterizado facies fundamentalmente por conglomeráticas que representan flujos de gravedad y corrientes tractivas efímeras. En estas facies se ha observado abundante fauna de las especies de gasterópodos terrestres Iberus alonensis y Sphincterochila candidissima, indicando para estos depósitos un ambiente subaéreo árido cercano a

medios acuáticos. Por otro lado, se define un sistema fluvio-lacustre que se localiza en el centro de las áreas deprimidas, con facies canalizadas que alternan con materiales depositados bajo lámina de agua más o menos estable y donde se han identificado la especie Theodoxus fluviatilis y el género Melanopsis, ambos gasterópodos acuáticos. En los depósitos pleistocenos de Los Aljezares y de La Coca se han localizado restos de industria lítica in situ. La industria lítica in situ de Los Aljezares se puede atribuir al Paleolítico medio, al igual que la descrita en estudios previos en los yacimientos de superficie tanto de Los Aljezares, como de La Coca. Con este trabajo se extiende el modelo de represamiento presentado previamente para Los Aljezares a todo el sector estudiado del Vinalopó.

El modelo de paleoambientes sedimentarios propuesto en este trabajo constituye el escenario de la actividad humana que gestionó la industria lítica de los yacimientos pleistocenos, lo que pone de manifiesto la importancia del análisis de estos depósitos desde una perspectiva geoarqueológica.

**Agradecimientos:** Este trabajo ha sido financiado por la Universidad de Alicante, la Generalitat Valenciana y el Ministerio de Innovación y Ciencia a través de los proyectos GRE17-02, PROMETEO/2017/060 y HAR2017-85153-P, respectivamente. Agradecemos a los revisores anónimos sus comentarios y sugerencias, las cuales han contribuido notablemente a la mejora del texto original.

- Arenas, C., Gutiérrez, F., Osácar, C., Sancho, C. (2000). Sedimentology and geochemistry of fluvio-lacustrine tufa deposits controlled by evaporite solution subsidence in the central Ebro Depression, NE Spain. *Sedimentology*, 47(4), 883-909.
- Cuevas-González, J., Pérez-Tarruella, J., Díez-Canseco, D., Elez, J., García-Gandía, J.R., Mejías, F. (2018). Estudio de los depósitos cuaternarios del Paraje Natural Municipal de Los Aljezares (Aspe, Alicante): primeras aportaciones. *Geogaceta*, 63, 15-18.
- Eixea, A., Gandía, J.R.G., Díez-Canseco, D., Cuevas-González, J., Díez-Canseco, C., Martínez, V., Pérez-Tarruella, J., Vicente, C. (2018). Nuevos datos para el Paleolítico medio en la cuenca media del Vinalopó: el paraje de Los Aljezares (Aspe, Alicante). Análisis técnico-tipológico de las industrias líticas en superficie. *Recerques del Museu d'Alcoi*, 27, 7-20.
- Fernández Péris, J. (1998). La Coca (Aspe, Alicante): Área de aprovisionamiento y talla del Paleolítico medio. *Recerques del Museu d'Alcoi*, 7, 9-46.
- Gasull, L. (1964). Las Helicella (Xeroplexa) de Baleares. Gastropoda Pulmonata. *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears*, 10, 3-88.
- Macan, T.T., Maudsley, R. (1969). Fauna of the stony substratum in lakes in the English Lake District: With 3 figures and 1 table in the text. *Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie: Verhandlungen*, 17(1), 173-180.
- Martin-Rojas, I., Alfaro, P., Estévez, A. (2014). Evolución tectónica del borde norte de la cuenca del Bajo Segura. Implicaciones en la evolución de la falla de Crevillente (sector Abanilla-Alicante). *Cuaternario y Geomorfología* 28 (3-4), 85-94.
- Martínez-Ortí, A., Robles, F. (2003). *Moluscos Continentales de la Comunidad Valenciana*. Conselleria de Agricultura, Medio Ambiente, Cambio Climático y Desarrollo Rural, Valencia (España), 261 pp.



# EL USO DE LA ESPETRORRADIOMETRÍA PARA LA CARACTERIZACIÓN DEL TALCO EN YACIMIENTOS ARQUEOLÓGICOS: EL CASO DE LA PEÑA DEL CASTRO (LEÓN)

D. Herrero-Alonso<sup>(1)</sup>, M. Ferrer-Julià<sup>(2)</sup>, E. González<sup>(1)</sup>, E. García-Meléndez<sup>(2)</sup>, E. Colmenero Hidalgo<sup>(2)</sup>, N. Fuertes Prieto<sup>(1)</sup>

(1) Dpto. de Historia (Área de Prehistoria), Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de León. Campus de Vegazana s/n, 24071, León. <u>diegoherreroalonso@gmail.com; gomezaguero @hotmail.com; n.fuertes@unileon.es</u>
(2) Dpto. de Geografía y Geología, Universidad de León. Facultad de CC. Ambientales y Biológicas, Universidad de León. Campus de Vegazana s/n, 24071, León. <u>mferj@unileon.es; egarm@unileon.es; ecolh@unileon.es</u>

Abstract (Use of talc during the Prehistory: the case of Peña del Castro (La Ercina, León): The objective of this work is to analyze talc samples from the archaeological site of Peña del Castro (La Ercina, León), with a chronology of the Iron Age (ss. VII-VI b.C) to assign the origin of these materials using spectroscopic analysis. For this purpose, a total of 30 samples of minerals defined as talc have been analyzed, from different geological outcrops in the north of the peninsula and the archaeological site. Based on the results obtained, the origin of the talcs used in La Ercina seems to respond to a regional supply (<60 km), both towards the NE (outcrop of Pico de las tres Provincas) and the NW (Talc mines of Puebla de Lillo). Finally, all the analyzes carried out have allowed the creation of a specific spectrometry database of these minerals that can be used for the identification of other pieces in museums, since it is a non-destructive technique.

Palabras clave: Aprovisionamiento de materias primas, talco, espectrorradiometría, Edad del Hierro Key words: Raw materials supply, talc, spectroradiometry, Iron Age

# INTRODUCCIÓN

Desde el año 2013 se han venido realizando, con carácter anual, diversas intervenciones arqueológicas en el yacimiento de La Peña del Castro (La Ercina, León) (Fig. 1). Estas actuaciones han permitido sacar a la luz un poblado de la Edad del Hierro con una larga ocupación que se iniciaría a finales de la I Edad del Hierro (ss. VII-VI a.C.), y finalizaría en el Cambio de Era debido a su colapso por un gran incendio, hecho vinculado seguramente a la incorporación de la zona a la administración romana (González et al., 2015, 2018).

La última fase de ocupación (ss. II-I a.C.) es la que presenta unos restos mejor conservados, pudiendo identificar en el área excavada un tramo de muralla con un acceso al recinto, así como varias estructuras. Entre ellas destaca la presencia de viviendas, tanto ovales como cuadrangulares, un almacén y dos edificios de carácter comunal situados junto a una de las calles principales del poblado (González et al., 2015, 2018).

Durante la excavación de estas estructuras, se documentaron toda una serie de piezas confeccionadas a partir de un mineral blando, que tras un primer análisis macroscópico y por sus cualidades físicas, se asoció a talco desde un inicio. Este aparece tanto en bruto, con signos de manipulación antrópica, como transformado en diferentes objetos. Su uso se centra en la fabricación de piezas circulares perforadas, pudiendo identificar cuentas y fusayolas, así como otras de difícil adscripción funcional.

Este mineral no se encuentra en las inmediaciones del poblado, localizándose la fuente más cercana a 25 km, en varios puntos geográficos de la Cordillera Cantábrica.

El objetivo de este trabajo es analizar las muestras de talco mediante técnicas no destructivas, como es la espetrorradiometría, para conocer su composición mineralógica y características espectrales. Este análisis nos permitirá comprobar si todo el material corresponde realmente a talco o si hay otros filosilicatos con un aspecto y unas cualidades físicas similares que puedan confundirse. De este modo se podría intentar definir las áreas de explotación de esta materia prima, lo que aportaría una valiosa información a la hora de definir los contactos e influencias de las culturas de la Edad del Hierro, ya que este tipo de piezas se encuentran dispersas tanto por la meseta como por la franja cantábrica.

Por otro lado, la utilización de técnicas de análisis no destructivas facilitaría el estudio de materiales arqueológicos conservando su integridad. Esto permitirá, en una segunda fase, un estudio de dispersión de materiales de este mineral en las culturas de la Edad del Hierro, profundizando en el conocimiento de las redes de contacto entre las diferentes áreas.

# LOCALIZACIÓN

La Peña del Castro se localiza en el término municipal de La Ercina (León, España). El yacimiento se asienta sobre una plataforma caliza de morfología triangular, ocupando las laderas norte y oeste del mismo y adaptándose a la pendiente natural (Fig. 1).

El poblado se sitúa en la zona de transición entre la Montaña y las Tierras Altas de León, lo que le permite controlar los pasos naturales entre estas dos unidades geomorfológicas.

## METODOLOGÍA





Fig. 1: Localización geográfica de los sondeos en los que aparecieron las piezas de talco del yacimiento de La Ercina (León).

Para este trabajo se han analizado un total de 30 muestras de talco divididas en dos grupos. Por un lado, se encuentran las que proceden de un contexto arqueológico del yacimiento de La Ercina (González Gómez de Agüero et al. 2015), concretamente 2 muestras, junto a dos piezas procedentes de una prosp ección superficial en el área del yacimiento de Castiltejón (González Ruibal et al. 2011), muy cercano a las minas de talco de San Antonio (Puebla de Lillo) (Fig. 2). Las otras 26 se han realizado sobre minerales definidos inicialmente de visu como talco, procedentes de diferentes afloramientos geológicos en posición primaria recogidos en diferentes puntos del norte de la Península Ibérica como los afloramientos de Moalde y Noia (ambas en la provincia de Pontevedra), Valderrodero (Asturias) y en el Pico Tres Provincias, Respina y San Andrés (estas tres en la provincia de León).

Todas las muestras han sido analizadas mediante espectrorradiometría, utilizando un espectroradiómetro ASD FieldSpec4 que mide un rango espectral entre 350 nm hasta 2500 nm. En dicho proceso, se ha utilizado la sonda de contacto, que dispone de su propia fuente de iluminación halógena.

El protocolo llevado a cabo intentando incorporar todas las variables posibles, midiendo tanto muestras en polvo microcristalino como completas sin pulverizar, zonas externas alteradas y otras frescas de la parte más al interior. Esto ha permitido reunir un total de 41 mediciones. Una vez obtenidas las mediciones se realizó la agrupación de curvas espectrales según sus similitudes. Dado que los rasgos de absorción más característicos del talco se encuentran alrededor de los 2320 nm (Hunt et al., 1973), la comparación entre las distintas curvas espectrales se ha centrado en el intervalo de longitud de onda que va desde los 1800 nm a los 2500 nm. Dicha comparación se ha realizado mediante la normalización de las curvas espectrales utilizando la técnica continuum removal (Van der Meer, 2004).

Por último, estos espectros procesados se han comparado con curvas espectrales de referencias recogidas en la espectroteca del Servicio Geológico de USA-USGS (Kokaly et al., 2017) y del *Jet Propultion Laboratory-JPL* (Grove et al., 1997), con el objetivo de identificar su mineralogía, utilizando *Spectral Feature Fitting* (ENVI, 2019). En este método desarrollado por Clark et al. (1991) en primer lugar se utiliza la técnica *continuum removal* comparando la curva de la muestra con las curvas existentes en una espectroteca, y posteriormente, se utiliza el método de los mínimos cuadrados para determinar a qué curva de todas las de la espectroteca se parece más la curva analizada (Pan et al., 2013).



Fig. 2: Piezas arqueológicas de La Ercina y Castiltejón (solo la inferior izquierda).

# RESULTADOS

Uno de los principales resultados procedentes de este trabajo es la identificación de cuatro grupos distintos de minerales del grupo de los filosilicatos:

XV REUNIÓN NACIONAL CUATERNARIO Bilbao 2019



Fig. 3: Espectrograma de tres muestras de talco obtenidas durante este estudio frente a la que aparece en la espectroteca de la USGS (curva

a) *Talco*: es el más abundante en las muestras estudiadas, concretamente en 27 de las 30 analizadas. A pesar de que todos los espectros son semejantes a los que están recogidos en la espectroteca de la USGS (Fig. 3), se ha observado una cierta variabilidad interna dentro de este grupo, aún perteneciendo todas a este mineral. Estas pequeñas variaciones pueden ser los rasgos identificativos que permitan la discriminación de distintas subvariedades de talco vinculadas a su procedencia, aportando datos sobre las áreas de captación de estos recursos por parte de los grupos humanos.

b) *Dickita*: una de las muestras analizadas (Fig. 4) procedentes de la zona de Riaño (León) es en realidad un mineral distinto del talco, aunque con unas propiedades físicas externas muy similares, por lo que fue clasificado en un inicio como tal. Se trata de la dickita, mineral polimorfo de la caolinita, tiene la misma composición química, pero difiere en su estructura, cuya curva espectral procedente de la Cordillera Cantábrica es muy semejante a la que se encuentra en la espectroteca de la USGS.



Fig. 4: Espectrograma de la muestra de dickita frente a la de la espectroteca de la USGS (curva superior).

c) Clorita: la curva espectral de otra de las muestras analizadas permitió caracterizarla como clorita (Fig. 4). Este mineral tiene la misma estructura de capa doble del talco. La principal diferencia que presentan entre ellos es que la mayor parte de las cloritas sustituyen el magnesio por aluminio, hierro ferroso y férrico.







Fig. 6: Espectrograma de la muestra de saponita frente a la de la espectroteca de la JPL (curva

d) Saponita: una de las muestras procedentes de Moaldes (Pontevedra) es en realidad una saponita a partir de su similitud con los datos procedentes de la espectroteca de la USGS (Fig. 6).

En cuanto a las muestras arqueológicas, tanto en los dos casos procedentes de La Ercina como en los de Castiltejón han sido caracterizados como talco.

# DISCUSIÓN

Gracias al análisis espectrorradiométrico aplicado en este trabajo hemos podido confirmar que las piezas recogidas en estratigrafía en el yacimiento de La Ercina son talco. Aunque actualmente se han analizado solo 2 muestras mediante esta técnica, es posible ampliar en un futuro el número de mediciones a otras piezas similares. Los afloramientos de talco más cercanos con unas características físico-químicas compatibles son los que se sitúan en las cercanías del Pico de las Tres Provincias (Portilla de la Reina, León) y de las minas de La Respina y San Andrés (Puebla de Lillo, León), sin que, por el momento, haya sido posible discriminar entre los tres afloramientos. Sin embargo, actualmente estamos trabajando en los análisis de las pequeñas variaciones encontradas entre los espectros de talco, lo que podría permitir discernir el mineral procedente de cada uno de los afloramientos.

Por otro lado, también se ha observado como no todos los materiales caracterizados como talco lo son en realidad. Además, algunos de estos minerales pueden aparecer asociados, como la clorita, la saponita y el talco.

La presencia de minerales blandos que pueden confundirse físicamente con el talco en una caracterización de visu permite pensar, a la vista de los resultados, que algunas de las piezas clasificadas en los museos, tanto geológicos (como el caso de la saponita de Moalde) como arqueológicos, bajo esta denominación pueden ser en realidad minerales similares. Esto es aún más importante si tenemos en cuenta que, durante la prehistoria, la selección de minerales para su uso se identificación haría mediante la de SUS características físicas, no mineralógicas. Por lo tanto, a la hora de identificar la procedencia de las materias utilizadas, la existencia de un mineral frente a otros podría estar indicando un aprovisionamiento en zonas más cercanas o más alejadas del asentamiento. Por este motivo, es fundamental una buena caracterización mineralógica de los materiales

### CONCLUSIONES

El uso del talco como mineral para producir piezas circulares perforadas se ha confirmado en el



yacimiento de La Ercina. La procedencia de la materia prima para la elaboración de estas piezas parece estar vinculada con la zona de Puebla de Lillo y Portilla de la Reina, ambas en el NE de la provincia leonesa, a unos 25 km al NW y a unos 45 km al NE del yacimiento respectivamente. El análisis de las diferencias entre los espectros de talco puede ayudar a discriminar, en un futuro, entre ambos afloramientos.

Por último, durante este trabajo se han obtenido numerosos espectros de forma sistemática de diversas muestras de minerales blandos como el talco y, en menor medida, otros como la dickita, saponita y clorita. Esto permitirá realizar una espectroteca propia de este tipo de minerales, permitiendo el análisis de otras piezas de procedencia arqueológica y apuntar algunos datos sobre su origen geográfico, incluyendo piezas depositadas en museos al tratarse de una técnica no destructiva.

**Agradecimientos**: algunas de las muestras publicadas en este estudio han sido cedidas por el Museo Geominero del Instituto Geológico y Minero de España y por el Museo de Historia Natural de la Universidad de Santiago de Compostela. Trabajo financiado por los Proyectos ESP2017-89045-R del Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades, y el Proyecto LE169G18 de la Junta de Castilla y León.

- ENVI (2019). Spectral Feature Fitting. Exelis Visual Information Solutions, Boulder, CO.
- González Gómez de Agüero, E.; Bejega García, V.; Muñoz Villarejo, F. (2015). El poblamiento castreño en la montaña leonesa: el caso de La Peña del Castro (La Ercina, León). *Férvedes*, nº 8, 191-200.
- González Gómez de Agüero, E.; Bejega García, V.; Muñoz Villarejo, F. (2018). Las excavaciones de la Peña del Castro (La Ercina, León). Campañas de 2015 a 2017. *Férvedes*, nº 9, 97-106.
- González Ruibal, A., Bejega García, V., González Gómez de Agüero, E. (2011). Intervención arqueológica en los restos de la Guerra Civil del Término Municipal de Puebla de Lillo (León). Informe inédito. Servicio de Cultura y Patrimonio. Junta de Castilla y León.
- Grove, C. Í., Hook, S. J., and Paylor IÍ, E. D. (1992). Laboratory Reflectance Spectra of 160 Minerals, 0.4 to 2.5 Micrometers. *Jet Propulsion Laboratory Pub.* 92-2
- Kokaly, R.F., Clark, R.N., Swayze, G.A., Livo, K.E., Hoefen, T.M., Pearson, N.C., Wise, R.A., Benzel, W.M., Lowers, H.A., Driscoll, R.L., and Klein, A.J. (2017). USGS Spectral Library Version 7: U.S. Geological Survey Data Series 1035, Reston, 61 pp.
- Pan, Z. & Huang, J.F. y Wang, F. (2013). Multi range spectral feature fitting for hyperspectral imagery in extracting oilseed rape planting area. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. 25. 21–29.
- Van der Meer, F. (2004). Analysis of spectral absorption features in hyperspectral imagery. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 5, 55-68.



# PROSPECCIÓN ARQUEOLÓGICA APOYADA EN RECURSOS SIG EN ZONAS DE BAJA VISIBILIDAD Y ELEVADA INCERTIDUMBRE



S. Vallejo<sup>(1)</sup>, A. Maximiano<sup>(2)</sup>

- (1) Nava de Mena. 09586 BURGOS svallejo2@alumno.uned.es
- (2) Peñalba de Manzanedo. 09558 BURGOS g4amaximiano@gmail.com

Abstract (Archaeological prospecting supported in GIS resources in low visibility and high uncertainty zones): Mena Valley is situated in the northeast corner of the province of Burgos. there are indicators, although not conclusive, about the presence of groups of hunter-gatherers along the Upper Paleolithic. Scattered and partial evidence would indicate an empty area in front of the relative abundance of anthropic evidences in nearby areas, characterizing the archaeological sites documented in these areas, trying to recognize potential archaeological indicators within the landscape unit of the Mena valley. Through geographic information systems (GIS), a non-linear predictive model and relative uncertainty, based on the multicomponent analysis and focused on a fuzzy logic approach is built. Based on the results obtained, a selection of locations with certain degrees of probability is established, proposing a survey and reinforced by carrying out a series of archaeological surveys.

**Palabras clave:** cazadores recolectores, prospección arqueológica, SIG, lógica difusa *Key words*: hunter-gatherers, archaeological surveys, GIS, Fuzzy logic

## INTRODUCCIÓN

Como punto de partida se entiende que la distribución de las localizaciones con evidencias de ocupación por parte de los colectivos cazadores recolectores (p.e. larga y repetitiva, o de tipo espurio y puntual), no suelen responder a un patrón de homogeneidad espacial, sino que aparentemente se reparten condicionadas a unas características geomorfológicas y ambientales (Jarosław y Hildebrandt-Radke, 2009) y también dependerán de ciertas circunstancias sociohistóricas. En este contexto, el análisis espacial arqueológico, contribuye a un mayor conocimiento sobre las causas y dinámicas de la espacialidad en los grupos humanos (Kamermans, 2006). Así, y dentro de esos análisis, y en lo referido al uso de modelización espacial, Kohler y Parker (1986) nos muestran que los modelos predictivos intentan estimar la ubicación de los sitios o materiales arqueológicos en una región, ya sea en una muestra de esa región o en nociones fundamentales sobre el comportamiento humano.

Bajo las anteriores premisas, el presente trabajo propone una aproximación acerca de los patrones de ocupación en un área diferenciada y relativamente extensa conocida como Valle de Mena y que además está condicionada a una elevada incertidumbre debido a que es un sector insuficientemente estudiado hasta ahora, como además cuenta con unas limitaciones a la hora de prospectar, debido a una más que significativa baja visibilidad debido a la densa cobertura vegetal.

El Valle de Mena es el municipio más septentrional de la provincia de Burgos, integrado en el extremo oriental de la Cordillera Cantábrica, situada en una zona de transición entre el clima atlántico y el mediterráneo, de precipitaciones abundantes que superan los 1000 mm de precipitación y de contrastes altitudinales, entre los 179 m y 1343 m. Se encuentra dentro del dominio estructural de la Cuenca Vasco Cantábrica, con materiales del Triásico superior en su formación diapírica, pasando por materiales del Cretácico inferior a superior hasta la sedimentación cuaternaria. En estos términos, entendemos que emplear un modelo de predicción espacial convencional no sería lo más oportuno, principalmente dada la elevada incertidumbre que presenta el objeto de estudio. Pero, sin embargo, si se dispone de información parcial, y apoyándonos en datos espaciales acerca de localizaciones paleolíticas próximas al valle de Mena, con todo ello se posibilita referenciar la problemática desde la perspectiva de la lógica difusa.

### METODOLOGÍA

Según las características del caso de estudio, se proponen escenarios de solución sustentados en el empleo de modelos de predicción espacial basados en un enfoque no lineal, que alberga incertidumbre y que lanza conjuntos de soluciones laxos en el diseño de áreas destinadas a la prospección y al sondeo arqueológico dentro del valle.

En el análisis espacial propuesto, los conjuntos no tienen definida una frontera precisa en lo que se refiere a la predicción espacial de un evento determinado (sitio arqueológico). Para ello se ha establecido un sistema de gradación, frente a lo que sería el caso de una localización coordenada (ya sea un punto, ya sea un recinto). Este planteamiento, entre la certeza y la falsedad se basa en una serie de reglas cuyos resultados consideran la posibilidad gradual de pertenecer o no a los conjuntos que pretenden definen al evento que queremos predecir. (Lieskovský et al., 2013)

Se parte de los inventarios arqueológicos de Burgos, Álava, Vizcaya y Cantabria, con un volumen de casos en torno a 1885 yacimientos definidos como paleolíticos, mesolíticos y epipaleolíticos. Dentro de ese universo, se seleccionan 650 compatibles con la



configuración geográfica del Valle de Mena (básicamente, se excluyen sitios en el litoral, en zonas de llanadas). Esos casos supervivientes son caracterizados en términos a una serie de descriptores: altitud, orientación, pendiente, litología, vegetación potencial, serie y edad geológica.

A nivel de recursos geomáticos, se empleó como software gestor de geodatos: ArcGIS Pro 2.3; el MDT utilizado (celda 2m) es derivado de los datos LIDAR PNOA año 2010 (AGRESTA, 2016), las capas geológicas proceden del IGME (Robador et al., 2007), y la vegetación potencial de MITECO (Rivas-Martínez, 1987). Se Caracterizan los descriptores señalados, se selecciona el enfoque más optimo a las aplicaciones de la lógica difusa. Los resultados obtenidos indican que la selección obtenida por la superposición difusa es más ajustada que la suma ponderada y la superposición ponderada. Dentro de las superposiciones difusas, AND y GAMMA tienen una buena ocupación, tanto en la distribución como el número de pixeles pueden ser desarrollados en análisis de clúster dentro de los análisis de superposición (Figura 1).



Fig. 1: Detalle de configuración de salida de áreas de probabilidad arqueológica a partir de la aplicación de la superposición difusa, junto con la capa resultante de la escabrosidad, para acotar más la selección de áreas a prospectar. En círculo, localización de sílex en superficie.

Una vez obtenidas y tras una primera inspección las áreas potenciales, se delimitaron las parcelas de muestreo (Figura 2) que se ubican en función de los parámetros devueltos por las capas de escabrosidad elaboradas. El resultado fue una escalabilidad de superficies en donde decidimos probar con unas áreas de 50 metros de lado, en dichas áreas es donde tras una inspección minuciosa (prospección) se realizarán los sondeos.

### RESULTADOS

El modelo propuesto devuelve 1,97% de la superficie total del área de estudio como superficie compatible con las características de las localizaciones inventariadas. Los ráster resultantes se transforman en capa de entidades de punto, desarrollando clúster de densidades, clasificando las entidades mediante diferentes opciones de algoritmos que ofrece el software y las posibilidades de combinación de distancia y numero mínimo de entidades por clúster, con el fin de evitar un excesivo ruido y exclusión de localizaciones espaciales. Se combinan los resultados obtenidos con los derivados del análisis de escabrosidad (*Terrain Rugedness index*, Riley et al., 1999) del área de estudio, con el objeto de determinar la proximidad a áreas potenciales de albergar materiales, como abrigos, terrazas. Finalmente se seleccionan 658 unidades de referencia para interpretar, de las que se eligen 28 localizaciones dentro del área de estudio principal, así como 13 áreas periféricas para su propuesta de sondeos arqueológicos. El estudio se está llevando a cabo en la actualidad, desarrollando el plan de trabajo de campo.



Fig. 2: Plano general de las parcelas de sondeos seleccionadas, con el detalle de una de ellas para ver cómo se han ajustado a las zonas óptimas dentro de las áreas devueltas tras la función de lógica difusa.

### CONCLUSIONES

El uso de las tecnologías de información geográfica se muestra eficaces para planificar trabajos de prospección arqueológica en ámbitos espaciales grandes, donde se hace necesario establecer estrategias de búsqueda donde las prospecciones intensivas pierden sentido operativo, pudiendo ser la selección de estas áreas probables de alojar evidencias, un método viable. El uso de la lógica difusa puede ser un método de selección para la prospección arqueológica una vez evaluado el método con los trabajos de campo, que se están ejecutando en la actualidad.

**Agradecimientos:** El proyecto de investigación se encuentra incluido en el proyecto de tesis doctoral denominado "Dinámica espacial de los grupos humanos en las Merindades (Burgos) durante el Pleistoceno Superior y el Holoceno" desarrollándose en la UNED. También agradecer el apoyo y asesoramiento de Dr. D. Ávaro Arrizabalaga Valbuena a través del proyecto del Plan Nacional PATHFINDER-HAR2017-82483-C3-1-P "Territorio y movilidad entre los cazadores-recolectores del Paleolítico y Mesolítico peninsular. Rasgos culturales y factores paleoambientales" de la UPV/EHU.

- AGRESTA (2016) Modelos de elevaciones, estadísticos LIDAR y otros parámetros. Comarca Las Merindades (BURGOS). Junta de Castilla y León.
- Jarosław, J., Hildebrandt-Radke, I. (2009). Using multivariate statistics and fuzzy logic system to analyse settlement preferences in lowland areas of



the temperate zone: an example from the Polish Lowlands. *Journal of Archaeological Science*, *36*, 2096-2107.

- Lieskovský, T., Duračiová, R., Karell, L. (2013). Selected Mathematical Principles of Archaeological Predictive Models Creation and Validation in the GIS Environment. Interdisciplinaria Archaeologica - Natural Sciences in Archaeology, IV(2/2013), 177-190.
- Kamermans, H. (2006). Searching for Tools to Predict the Past; the Application of Predictive Modelling In Archaeology. Reading Historical Spatial Information from around the World Studies of Culture and Civilization Based on Geographic Information. *Systems Data*, 24, 35-46.
- Kholer, T. A.; Parker, S. C. (1986). Predictive Models for Archaeological Source Location. En SHIFFER, M. B. (Ed.)

Advances in Archaeological Method and Theory, 9. New York: Academic Press, 1986, pp. 397-452.

- Riley, S., Degloria, S., Elliot, S. D. (1999). A Terrain Ruggedness Index that Quantifies Topographic Heterogeneity. *Intermountain Journal of Sciences*, 5(1-4), 23-27.
- 5(1-4), 23-27. Rivas-Martínez, S. (1987). *Memoria del Mapa de Series de Vegetación de España*. ICONA. ISBN 84-85496-25-6.
- Robador, A. et al. (2007). Mapa geológico digital continuo E. 1: 50.000, Zona Pirineos Vasco-Cantábrica (Zona-1600). In GEODE. *Mapa Geológico Digital continuo de España*.



# CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA DEL YACIMIENTO ARQUEOLÓGICO DE VILLASVIEJAS DEL TAMUJA (CÁCERES)



M.T. De Tena<sup>(1)</sup>, C. Pro<sup>(1)</sup>, C. Charro<sup>(2)</sup>, J.A. Salgado<sup>(2)</sup>, V. Mayoral<sup>(2)</sup>

(1) Centro Universitario de Mérida. Universidad de Extremadura. Avda Santa Teresa de Jornet, 38. 06800, Mérida. <u>mtdetena@unex.es</u>, <u>cpro@unex.es</u>

(2) Instituto de Arqueología (CSIC-Junta de Extremadura). Plaza de España, 15. 06800, Mérida. cristina.charro@iam.csic.es, salgado@iam.csic.es, vmayoral@iam.csic.es

Abstract (Geological characterization of the settlement of Villasviejas del Tamuja (Cáceres): A geological study in the settlement of Villaviejas del Tamuja is carried out with the aim of providing the knowledge and characteristics of the geological basemente. By electrical tomography, from the different profiles at different depths, it has been possible to establish the boundary between the archaeological and geological layer and to define the geometry of the original slate substrate. In depth, a possible granite intrusion has been identified under the slates that would have generated the bulge and also a contact aureole that would mark the compositional discordance. With these data, the geological knowledge of the study area is covered both in surface and in depth, enabling future research.

Palabras clave: Geología, tomografía eléctrica, arqueología, Villasviejas del Tamuja Key words: Geology, electric tomography, archaeology, Villasviejas del Tamuja

# INTRODUCCIÓN

El yacimiento protohistórico de Villasviejas del Tamuja (Botija, Cáceres), es un asentamiento de grandes dimensiones que comprende dos recintos con una superficie total de unas 7 ha. El sitio es objeto de investigación arqueológica desde los años 60, con campañas de excavación tanto en el recinto (Hernández *et al*, 1989; Ongil, 1991, Hernández y Martín, 2017), como prospecciones sistemáticas intensivas de todo el entorno del asentamiento (Hernández *et al.*, 2009).

En este espacio se ha puesto en marcha el Proyecto de Investigación, "*Desarrollo de métodos de mínima invasión para la revalorización socio-cultural de zonas arqueológicas*" con el objetivo de desarrollar fórmulas sostenibles y de alta capacidad para obtener un conocimiento extensivo de grandes zonas arqueológicas, considerándose el yacimiento de Villasviejas un enclave que reúne las mejores condiciones para garantizar un resultado positivo.

En el marco de este provecto se lleva a cabo el estudio geológico del asentamiento, emplazado en un área con históricas explotaciones mineras de menas de plata y plomo, donde los estudios geológicos han estado relacionados principalmente con la génesis de las mineralizaciones del área (Lago et al, 1989), aunque no se dispone de un estudio detallado de la geología del recinto relativo a las características y estructuras de los materiales como elemento de control que ha condicionado el castro en el inicio de sus construcciones. Con este estudio se pretende aportar la referencia y definición de la base geológica del yacimiento de Villasviejas, cuyo conocimiento es así mismo importante en el estudio interpretativo de las técnicas geofísicas aplicadas en el proyecto. Los trabajos desarrollados se han apoyado en el reconocimento en campo de los afloramientos recogiendo datos sobre litología de los materiales, existencia de discontinuidades, orientación de las mismas, entre otros, y en la aplicación de tomografía eléctrica para la prospección del yacimiento en profundidad.

### LOCALIZACIÓN

El área de estudio se localiza en la provincia de Cáceres, unos 25 km al Sureste de la capital y en el término municipal de Botija. Geomorfológicamente está enclavada en la extensa penillanura trujillanocacereña, desarrollada sobre los materiales del zócalo hercínico centroibérico, que está siendo degradada por la red hidrográfica actual, situándose el yacimiento de Villasviejas, en la cuenca del río Tamuja incluido en la red del Almonte, afluente del Tajo (Fig. 1).



Fig. 1: Localización del área de estudio.

Desde el punto de vista geológico, a escala regional el área se encuadra en la Zona Centroibérica del Macizo Ibérico donde las sucesiones del Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior se hallan ocupando extensos afloramientos. Estas series metasedimentarias, constituidas fundamentalmente por pizarras y grauvacas, fueron denominadas Complejo Esquisto Grauváquico (CEG) en Portugal y



área de Salamanca-Cáceres y más modernamente Alogrupo Domo Extremeño. Están afectadas por las fases de deformación pertenecientes a las orogenias Cadomiense y Hercínica (Gumiel y Campos, 2012) que van acompañadas de metamorfismo y plutonismo (Rodríguez Alonso, 1985) al que estarían ligados los batolitos de granitos alcalinos de Plasenzuela y Trujillo.

Los principales materiales que aparecen en la zona (IGME, 1982) son:

*Pizarras y Grauvacas (CEG)*. Desde el punto de vista litológico, esta serie está constituida por alternancia de niveles pizarrosos de grano fino con otros constituidos esencialmente por areniscas gruesas, aunque estas últimas muy subordinadas. Han sufrido un metamorfismo de bajo grado. La edad que se les atribuye es precámbrica.

*Rocas intrusivas.* De las diferentes unidades petrográficas, las próximas al área de estudio son los esporádicos stocks de cuarzodioritas y ganodioritas así como los granitos del batolito de Plasenzuela.

Las rocas graníticas del batolito de Plasenzuela intruyen discordantemente en la pizarras y grauvacas provocando una aureola de metamorfismo de contacto en los materiales precrámbricos. Con esta intrusión se relacionan las mineralizaciones (menas de plata y plomo) que configuran una banda N-S situada al oeste del plutón, objeto de una intensa actividad minera a lo largo de la historia.



Fig. 2: Situación de los perfiles y cuadrícula.

Depósitos aluviales. Muy poco importantes, sólo localizados en algunos tramos del Tamuja y sus afluentes. Son materiales arcilloso-arenosos con cantos de tamaño variable que presentan en general un escaso desarrollo, tanto en espesor como en extensión superficial aunque en la zona de estudio, en el borde este y noreste del yacimiento, alcanzan una potencia considerable. Actualmente se está desarrollando en esta zona un estudio sedimentológico dentro de la línea de estudios geoarqueológicos del yacimiento.

### METODOLOGÍA

La caracterización y estudio de la unidad geológica, se ha realizado mediante el reconocimiento de los afloramientos en las laderas del yacimiento y relieve circundante, donde se ha llevado a cabo una lectura y examen de la estratigrafía y disposición estructural.

La prospección geofísica ha sido fundamental como método indirecto para la obtención de información de las características del sustrato geológico. Entre los distintos métodos geoeléctricos, la tomografía eléctrica, basada en las variaciones del parámetro físico de la resistividad eléctrica de los materiales del subsuelo, es la técnica aplicada para explorar el sustrato geológico a una mayor profundidad.

En este trabajo, el equipo empleado es el resistivímetro ABEM Terrameter LS con 90 electrodos.

Se han llevado a cabo tres perfiles trazados en diferentes zonas del yacimiento, y un estudio pseudo 3D (Fig. 2), consistente éste último en la toma de datos con una cuadrícula compuesta de 12 perfiles distanciados 0.5 m, con intervalo entre electrodos de 0.5 m. Los datos de los tres perfiles y cuadrícula se recogen en la Tabla 1.

Tipo/nombre	Distancia entre electrodos	Descripción
Perfil / P1	0.5 m	Roll-along longitud= 60 m profundidad= 6 m
Perfil / P2	0.5 m	Roll-along longitud= 90 m profundidad= 6 m
Perfil / P3	1 m	Roll-along longitud= 200 m profundidad= 12 m
Cuadrícula C1	0.5 m	Carretes: $2 \times 21$ N° perfiles=12 Distancia entre perfiles= 0.5 m Profundidad: 4 m Dimensiones: 20 m $\times$ 5.5 m

Tabla 1. Datos de los perfiles y cuadrícula.

El perfil P3, trazado de sur a norte a lo largo de prácticamente toda la extensión del recinto, se llevó a cabo con el fin de valorar la distribución del nivel arqueológico a lo largo de éste y estudiar las características geológicas de la zona a una profundidad que alcanzó los 12 m.



Los datos se han procesado con los programas de inversión RES2DINV y RES3DINV de Geotomo Software.

Ha sido importante la correlación de las secciones de resistividad eléctrica obtenidas con la información geológica proporcionada por los afloramientos.

# **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

La unidad geológica que conforma el yacimiento son los materiales del complejo esquisto grauváquico, pizarras fundamentalmente con valores de resistividad conocidos al haberse estudiado en un área cercana (De Tena, 2008), sirviendo de cotejo para la interpretación de la tomografía.





Fig. 3. A: Resultado del estudio 3D seleccionando la resistividad del sustrato B: Resultado de la inversión para los perfiles P1, P2 y P3.

Tras el reconocimiento llevado a cabo en los afloramientos del lecho del Tamuja y en las laderas del recinto, se ha podido determinar la configuración de las pizarras. Se encuentran afectadas por esquistosidad primaria con dirección principalmente N-S y ángulos próximos a la vertical en la zona norte, suavizándose hacia la zona sur, conformando resaltes diferenciados. En la zona norte del recinto, llegan a constituir farallones naturales que delimitan

el castro. El contacto con la roca madre es determinante como control del desarrollo del muro defensivo, adaptándose al modelado marcado por las pizarras. Por la continuidad lateral que presentan, este control puede hacerse extensible al desarrollo interior del castro, base sobre la que se asienta. A partir de los resultados de los perfiles de tomografía y estudio 3D se ha podido estimar la profundidad del sustrato de pizarras.

En la figura 3A se han seleccionado las resistividades correspondientes, obteniéndose unos valores comprendidos entre 1.5 y 2.5 m de profundidad.

En los perfiles mostrados en la figura 3B, se ha marcado con trazo discontinuo el límite de la capa de interés arqueológico y la base geológica. En los perfiles P1 y P2 se aprecia con claridad este límite entre la base geológica, situado a una profundidad máxima de unos 3 m en el caso del perfil P1 y de 1 m para el P2. El error en el proceso de inversión es muy bajo, siendo igual al 1.9% para el perfil P1 y de 0.95% para el P2.

El perfil P3 trazado de sur a norte a lo largo de casi toda la extensión del recinto se llevó para estimar la distribución del nivel arqueológico a lo largo de éste y estudiar las características geológicas de la zona a una profundidad mayor. Por ello, la distancia entre electrodos es de 1 m, alcanzándose una profundidad máxima de unos 12 m.

Este perfil P3 es paralelo al P1 distanciado 40 m. Al inicio de ambos perfiles (en P3 entre los 13 m y 30 m y P1 entre los 18 m y 30 m, desde el origen), se detecta una anomalía de resistividad muy elevada en el nivel constructivo. Esta coincidencia en la anomalía de resistividad en idéntica sección de los dos perfiles, indica que los datos son fiables, representativos de la realidad y válidos para interpretar los niveles de mayor profundidad explorados.

En la figura 3B se muestra el P3 resultado de la inversión, con un error final de 0.99%, señalándose a trazo discontinuo el límite del nivel arqueológico a un máximo de unos 3 m de profundidad. Por debajo de este nivel puede diferenciarse el sustrato de materiales pizarrosos y bajo esta unidad aparecen materiales altamente resistivos, con morfología de domo y valores de resistividad aumentando paulatinamente hacia el núcleo. A partir de 112 metros desde el origen del perfil y por debajo de los 7.5 m de profundidad se localiza una unidad cuyo incremento de la resistividad se debe a la presencia discordante desde el punto de vista de su composición con el sustrato de pizarras conocido, pudiendo tratarse de una intrusión granítica. Cercano al vacimiento se encuentra el batolito de Plasenzuela, así como esporádicos afloramientos de granodioritas que podrían tener conexión con el área de estudio.



Esta intrusión habría generado el abombamiento de las pizarras encajantes y producido una aureola de que contacto marcaría discordancia la composicional, como se señala en la figura 3B. Las pizarras habrían sufrido los efectos del metamorfismo de contacto produciéndose un endurecimiento.

En el tramo del lecho del Tamuja que delimita la zona oeste del asentamiento, se han identificado un gran número de marmitas de gigantes horadadas sobre las pizarras que muestran rasgos de este endurecimiento. La cota a la que se encuentran estas marmitas coincidirían con la profundidad de los niveles correspondientes a la unidad discordante bajo el yacimiento.

El hecho de haberse desarrollado este importante número de marmitas de gigantes en el lecho del Tamuja, indica que nos encontramos con un sustrato competente ya que estas morfologías fluviales son frecuentes en granitos (Muñoz *et al*, 2015) y más escasa y menos desarrolladas en pizarras, por la menor dureza de estos materiales.

## CONCLUSIONES

El trabajo desarrollado ha contribuido al conocimiento y definición de la base geológica del yacimiento de Villasviejas enclave en donde se han venido llevando a cabo estudios arqueológicos que han carecido de una información geológica de detalle.

La caracterización de la unidad geológica, ha estado apoyada tanto en los datos directos proporcionados por el reconocimiento de los afloramientos en campo como por los datos indirectos aportados por la tomografía eléctrica, revelándose como una herramienta muy eficaz en el estudio. Esto ha posibilitado el conocimiento de la geología tanto a nivel de superficie como en profundidad del yacimiento.

La configuración de las pizarras ha condicionado diferentes resaltes que ejercen de control en el desarrollo de las iniciales construcciones tanto en el interior del castro (acomodadas a estas irregularidades) como en las vertientes donde apoya la muralla. Los procesos de inestabilidad en estas vertientes y cómo afectan a los restos arqueológicos están actualmente en estudio, elaborándose una cartografía geomorfológica de detalle.

Las secciones de resistividad eléctrica obtenidas se correlacionan con la información

geológica detectando el sustrato rocoso a una profundidad que ha variado entre 1 y 3 m. El perfil llevado a cabo para prospectar a mayor profundidad, ha revelado la existencia de una posible intrusión granítica en las pizarras obteniéndose un corte geológico del yacimiento interpretado hasta los 12 m de profundidad.

**Agradecimientos:** Este trabajo de ha desarrollado en el marco del Proyecto PRI IB116150 del Plan Regional de Investigación de la Junta de Extremadura.

- De Tena Rey, M.T. (2008). Caracterización y análisis de los sedimentarios de áreas de vaguada en dehesas de Extremadura. Arroyo de Guadalperalón (Cáceres). Tesis Doctoral, Universidad de Extremadura, Cáceres, 222 pp.
- Gumiel Martínez, P. y Campos Egea, R. (2002). La Banda de Cizalla de Montánchez y su influencia en las mineralizaciones filonianas de Sn-W (Mina La Parrilla). Guía de la excursión geológica organizada por la Asociación Geológica de Extremadura. 44 pp.
- Hernández Hernández, F., Rodríguez López, M.D., Sánchez Sánchez, M.A. (1989). *Excavaciones en el Castro de Villasviejas del Tamuja (Botija, Cáceres).* Dirección General de Patrimonio Cultural, Editora Regional de Extremadura, Mérida.
- Hernández Hernández, F., Galán Domingo, E., Martín Bravo, A.M. (2009). A la vista de las murallas: análisis arqueológico del entorno del castro prerromano de Villasviejas del Tamuja (Cáceres). *Complutum*, 20 (1): 109-132.
- Hernández Hernández, F., Martín Bravo, A.M. (2017). Las necrópolis de El Romazal y el conjunto arqueológico de Villasviejas del Tamuja (Botija/Plasenzuela, Cáceres). La Ergástula Ediciones, Madrid.
- IGME (1982). Mapa Geológico de España. E 1:50.000. Hoja geológica núm.705 (Trujillo).
- Muñoz, P., Rebollada, E., De Tena, M.T. y Cubero, J.J. (2015). Catálogo de marmitas de gigante en Extremadura. Actas XIII Reunión de la Sociedad Española de Geomorfología. Cáceres, 123-126.
- Lago Rodíguez, A., Castroviejo Bolibar, R. Nodal ramos, T. (1989). Las mineralizaciones argentíferas de Plasenzuela, Cáceres. España. *Boletin Geológico y Minero*. Vol. 100-6: 1059-1074. Ongil Valentín, M.I. (1991). "Villasviejas del Tamuja
- Ongil Valentín, M.I. (1991). "Villasviejas del Tamuja (Botija,Cáceres). El poblado (1986-1990)". En: J.J. Enríquez Navascués y A. Rodríguez Díaz (Eds. y Coords.): I Jornadas de Prehistoria y Arqueología en Extremadura (1986-1990). Extremadura Arqueológica II. Consejería de Educación y Cultura de la Junta de Extremadura y Universidad de Extremadura, Mérida-Cáceres, 247-254.
- Rodríguez Alonso, M. D. (1985): *El complejo esquistograuváquico y el Paleozoico en el centro-oeste español.* Ediciones Universidad de Salamanca. Salamanca.



# LA SECUENCIA ALUVIAL DEL BAJO GUADALQUIVIR (SW ESPAÑA) DURANTE EL PLEISTOCENO SUPERIOR-HOLOCENO



F. Borja<sup>(1)</sup>, C. Borja<sup>(2)</sup>, F. Díaz del Olmo<sup>(2)</sup>, J.M. Recio<sup>(3)</sup>, J.A. Caro<sup>(4)</sup>, J.A. Valiente<sup>(5)</sup>, P. Fraile<sup>(2)</sup>

(1) Dpto. Historia, Geografía y Antropología, Facultad de Humanidades, Universidad de Huelva. Campus de El Carmen s/n. 21071-Huelva. <u>fborja@uhu.es</u>

(2) Dpto. Geografía Física y A.G.R., Facultad de Geografía e H<sup>a</sup>, Universidad de Sevilla, c/ María de Padilla s/n. 41003-Sevilla.

(3) Dpto. Ecología, Botánica y Fisiología Vegetal, Universidad de Córdoba. Campus de Rabanales s/n. 14071-Córdoba.

(4) Dpto. Geografía y C.T., Facultad Filosofía y Letras, Universidad de Córdoba. Plza. Cardenal Salazar, 3. 14003-Córdoba.

(5) F9 Arqueología Constructiva, S.L. Sevilla.

Abstract (Late Pleistocene-Holocene alluvial sequence of the lower Guadalquivir. SW Spain): Pleistocene to Holocene evolution of the lower Guadalquivir floodplain (SW Spain) is analyzed from a geoarchaeological approach. We especially study sedimentological data from the valley of the ancient Tagarete River, a small left tributary of the Guadalquivir which is now no longer there. Our study suggests a transition from the Pleistocene to the Holocene with a triple sedimentary system. The sequence begins with a thick detritic series of upper Pleistocene alluvial gravels, including well-rounded stone tools of the Middle Paleolithic (1). The transit of this alluvial system to the Holocene facies occurs through a strong stratigraphic unconformity that gives way, first, to an organic sediment formation environment (lagoon) correlative with the end of the sea level rise in the mid-Holocene (2), and, subsequently (late Holocene), to a predominance of flooding deposits and emerging facies at the top of the sequence (3).

**Palabras clave:** Geoarqueología, Sistema fluvial, <sup>14</sup>C, Sevilla. *Key words*: Geoarchqeology, *Fluvial system*, <sup>14</sup>C, Seville.

# **INTRODUCCIÓN**

El relleno sedimentario del Holoceno medio-superior de la llanura aluvial del bajo Guadalquivir ha sido analizado a detalle en los últimos años. A partir del registro geoarqueológico de ciudades antiguas, con una importante trayectoria histórica, como Ilipa (Alcalá del Río), Italica (Santiponce), \*Spal-Hispalis (Sevilla) o Caura (Coria del Río), varios trabajos han estudiado tanto la paleohidrografía de la vega baja del Guadalquivir como sus fases de aluvionamiento vs. estabilidad (Borja, 2014; Borja y Borja, 2007; 2016; Borja et al., 2018a, 2018b). Del Pleistoceno superior y del Holoceno inferior, en cambio, se sabe mucho menos. No obstante, existen evidencias dignas de resaltar, tanto sedimentarias como arqueológicas, provenientes en concreto del sector oriental extramuros de la ciudad de Sevilla (perfil de la calle Juan de Mata Carriazo, JMC), de las que ya dimos cuenta hace algunos años (Borja et al., 2015).

# LOCALIZACIÓN

En la presente investigación se analizan los datos procedentes tanto de catas argueológicas como de sondeos rotatorios realizados en la antigua vaguada del Tagarete (Fig. 1). Este es un pequeño arroyo, hov desaparecido, que fluía por la margen izquierda del bajo Guadalquivir hasta alcanzarlo a la altura de la Torre del Oro. En lo que sigue, pues, se vuelve de nuevo sobre este sector urbano de la llanura aluvial del Guadalquivir del que ahora se aporta: en primer lugar, una caracterización sedimentaria detallada del perfil de la calle Juan de Mata Carriazo (JMC), incluyendo cuatro nuevas dataciones (una obtenida mediante OSL y las otras tres a través de <sup>14</sup>C); y, en segundo término, una nueva sección transversal compuesta, además de por el citado perfil JMC, por los levantamientos realizados en el Edificio La Florida (ELF) y en la calle San Fernando (CSF). El primero de ellos es un perfil inédito y se ubica a unos quinientos metros al norte del de la calle Juan de Mata Carriazo; mientras que el segundo, un perfil ya publicado hace una década (Borja et al., 2008), se localiza a unos setecientos metros al suroeste de aquél. Dicha transversal ofrece una visión sintética del registro aluvial del área de confluencia entre la desaparecida vaguada del Tagarete y la llanura aluvial del Guadalquivir propiamente dicha, tanto en lo concerniente al tránsito del Pleistoceno superior al Holoceno inferior, tramo de la secuencia sobre el que se incide especialmente, como entre éste y el tiempo actual.

# **METODOLOGÍA**

Como ya se ha indicado, el presente estudio se ha llevado a cabo desde un enfoque geoarqueológico, haciendo un especial hincapié en el análisis de los rasgos físico-químicos del registro sedimentario del bajo Guadalquivir. En general, las muestras tratadas en el laboratorio se obtuvieron bien de manera directa, a partir de las catas abiertas durante las excavaciones arqueológicas, o bien a partir del material extraído mediante los sondeos rotatorios, los cuales, en los casos concretos de JMC y ELF, superaron los veinte metros de profundidad. La descripción de los perfiles se realizó al hilo de cada intervención arqueológica (o sea: en 2006, en el Edificio La Florida; en 2015, en la calle Juan de Mata Carriazo; y en 2003, en la calle San Fernando). Las formaciones superficiales se caracterizaron según sus rasgos básicos (tamaño predominante de grano, el color de referencia Munsell Soil Color Chart, etc.), así como por la presencia de otros componentes macroscópicos del registro como restos faunísticos, botánicos o arqueológicos, de los que en ocasiones se extrae una información complementaria de un valor extraordinario. En el laboratorio del Depto. de Ecología, Botánica y Fisiología Vegetal de la Universidad de Córdoba se examinó un total de diez


muestras desde el punto de vista de su textura, su contenido en carbonato, su porcentaje de materia orgánica, su pH, su humedad, etc. (Tabla 1). Por su parte, el registro arqueológico procedente cada uno de los perfiles (industria lítica, cerámica, restos constructivos, etc.) se estudió tanto tipológicamente como en lo concerniente a su tenor cronológico. La cronosecuencia revelada por este conjunto de materiales (que, en su mayor parte pudo ser valorado en cada caso de estudio atendiendo a su contexto ocupacional) se completó, como ya se indicó, con tres dataciones <sup>14</sup>C (Tabla 2), obtenidas a

Muestras		pН	C.E.	CO3 <sup>-2</sup>	M.O. Ign.	Co	olor	Hum.	Susc. Mag.
Perfil	Prof. (m)	(H <sub>2</sub> O)	(H <sub>2</sub> O) (mhs/cm)		(%)	Seco	Húmedo	(%)	χm³·kg⁻¹·10̄⁻⁰
JMC-3	7,00-7,15	7,80	0,480	24	3,58	2,5Y 6/3	10YR 5/3	4,26	70
JMC-3	7,20-7,40	7,80	-	28	4,44	2,5Y 7/2	2,5Y 5/3	4,56	70
JMC-3	7,80-8,00	7,90	-	6	6,35	10YR 5/1	10YR 3/1	7,20	85
JMC-3	8,45-8,70	7,80	1,476	0	5,22	7,5YR 4/0	7,5YR 3/0	7,42	75
JMC-3	8,70-8,90	7,80	1,245	1	5,98	2,5Y 4/0	7,5YR 3/0	7,43	75
JMC-3	9,20-9,40	6,20	4,960	4	20,44	2,5Y 2/0	2,5Y 2/0	7,33	65
JMC-3	9,40-9,55	7,00	1,743	2	1,94	2,5Y 5/2	2,5Y 3/0	1,08	30
JMC-3	9,55-9,70	7,80	0,539	2	0,21	5Y 7/2	5Y 5/3	1,49	25
JMC-3	9,70-9,90	8,0	0,672	2	0,78	5Y 6/3	5Y 5/4	1,08	35
JMC-3	9,90-10,10	8,0	0,564	2	0,90	2,5Y 7/2	5Y 5/3	1,06	20

Muestras						Arcilla	Limo	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		
Perfil	Prof. (m)	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,125	0,125-0,063	Total	, a onice		mg/100g
JMC-3	7,00-7,15	26,9	7,69	7,69	23,07	34,61	1,30	57,5	41,2	6,3
JMC-3	7,20-7,40	0,00	7,69	7,69	30,77	53,85	0,85	57,5	41,6	6,0
JMC-3	7,80-8,00	0,00	6,67	20,00	33,33	40,00	2,65	70,0	27,35	9,4
JMC-3	8,45-8,70	0,00	5,00	25,00	37,50	32,50	2,25	70,0	27,75	5,6
JMC-3	8,70-8,90	0,00	6,78	27,12	33,89	32,20	3,10	67,5	29,40	4,1
JMC-3	9,20-9,40	3,94	15,64	20,70	17,40	42,29	23,30	-	-	2,5
JMC-3	9,40-9,55	6,69	18,54	33,21	24,20	17,34	58,75	12,5	28,75	3,8
JMC-3	9,55-9,70	6,39	20,29	36,01	15,20	22,11	59,45	12,5	28,05	4,6
JMC-3	9,70-9,90	8,95	20,97	36,04	21,34	12,68	67,75	17,5	14,75	5,0
JMC-3	9,90-10,1	4,58	21,49	45,03	22,12	6,76	72,40	15,0	12,60	4,3

Tabla 1: Resultado del análisis físico-químico del perfil JMC-3, correspondiente al solar de la calle Juan de Mata Carriazo (Sevilla). Las cifras que acompañan a la Referencia indican la profundidad de la muestra respecto a la cota de calle.

Referencia <sup>14</sup> C (prof.)	Código Lab.	a PB		a cal BC (Cal. 2ō)		a cal BP (Cal. 2δ)		Material	
JMC3.Cr5 (8,40 m)	4348.1.1	5060 ± 30		3954 / 3789		5904 / 5739		M.O. Sedimento	
JMC3.Cr4 (8,70-8,80 m)	4349.1.1	5700 ± 30		4615 / 4455		6565 / 6405		M.O. Sedimento	
JMC3.Cr2 (9,70-9,90 m)	4350.1.1	6510 ± 35 5532 / 5376		7482 / 7326		M.O. Sedimento			
Referencia OSL (prof.)	Código Lab	Código Lab, a		3P Dosis Equ		ivalente (Gy)	Dosis anual (mGy/año)		
JMC3.Cr1 (10,50 m)	MAD-6143SD	AD-6143SDA 62095:		4442 BP 39		39,12		0,63	

Tabla 2: Resultado de las dataciones <sup>14</sup>C y OSL correspondiente al solar de la calle Juan de Mata Carriazo (Sevilla). Las cifras de la referencia indican la profundidad a la que ha sido tomada la muestra en el perfil con respecto a la cota de calle (Fig. 1).



partir de la fracción humina de la materia orgánica contenida por determinados sedimentos, así como con una cronología OSL, conseguida a partir de facies arenosas ricas en cuarzo localizadas a techo de la unidad de base de la secuencia. Las primeras de estas edades se han calculado en el Centro Nacional de Aceleradores (Sevilla, España), mientras que la referencia OSL procede del Laboratorio de Datación y Radioquímica - Universidad Autónoma de Madrid. Respecto al cálculo final de fechas de calendario, en el primer caso, la referencia habitual fue la típica base de datos IntCcal13, puesta a punto hace unos años por Reimer y colaboradores. pasa, de muro a techo, de areno-arcillosa a arenolimosa (siempre >58,75 % de arenas). En su tramo culminante, estos sedimentos detríticos incorporan industria lítica perteneciente al Modo 3, de aspecto muy rodado, realizada en cuarcita (34%), cuarzo (26%), roca metamórfica (11%), arenisca (8%) u otras litologías (21%). Todo lo cual es bastante coherente con la cronología *ca.* 62 ky BP obtenida mediante datación OSL a partir de un banco de arenas de cuarzo situado a -2,18 m de cota absoluta. Por encima de estos materiales detríticos, y en franca discordancia estratigráfica con ellos, aparece en ELF y JMC una segunda unidad sedimentaria, la



Fig. 1: Sección transversal de la vaguada del Tagarete, sector oriental de la llanura aluvial del Guadalquivir. Localización e interpretación de la secuencia Pleistoceno-Holoceno a partir de los perfiles de la Calle San Fernando, Juan de Marta Carriazo y Edificio La Florida.

#### RESULTADOS

Según se aprecia en los perfiles JMC y ELF (Fig. 1), la base de la secuencia aluvial del bajo Guadalquivir está compuesta por sedimentos muy abundantes en material grueso de tonalidad parduzca, los cuales se acomodan, entre -11,80 y -1,08 m de cota absoluta, por encima del afloramiento de unas arcillas del Mioceno superior, conocidas localmente como las *Margas Azules*. En el perfil JMC, en concreto, dicha unidad basal está compuesta por barras aluviales formadas por la típica migración lateral de los sistemas fluviales sinuosos; contiene grandes cantos (percentil 290 mm) y abundantes gravas (percentil 143 mm), todo envuelto en una profusa matriz que cual, presente también en el perfil de CSF, está compuesta por depósitos aluviales finos y oscuros, muy ricos en materia orgánica. En JMC, entre -1,08 y +0,72 m, estos depósitos presentan una matriz arcillo-limosa (97 %), con alguna gravilla flotando en la masa de finos, especialmente a muro, donde la fracción arena cobra un mayor protagonismo (23%). También es a muro donde más abunda la materia orgánica de todo el perfil, exhibiendo proporciones por encima del 20% (turba). El techo de esta unidad, sin embargo, se presenta ligeramente edafizado, mostrando unos altos niveles de materia orgánica, susceptibilidad magnética y fósforo, en consonancia con la bioturbación (presencia de gasterópodos y



raíces), la tonalidad pardo-negruzca (10YR) y las estructuras de agrietamiento que exhibe. Lo que denota la importancia de los procesos subaéreos que debieron darse al final de la fase de colmatación arcillo-limosa. A partir de la fracción humina de los sedimentos de esta unidad se han obtenido tres dataciones <sup>14</sup>C, las cuales se mueven de manera cronodecreciente entre 7482 y 5739 a cal BP. Estas fechas concuerdan plenamente con las arrojadas por esta misma unidad en ELF (7575 - 7473 a cal BP) y en CSF (8740 - 5870 a cal BP) (Borja et al., 2008). La secuencia culmina con una serie de depósitos arcillo-limosos (>98%) pardos y ricos en carbonatos (>24%). Este tramo del relleno corresponde a un ambiente de llanura de inundación (Holoceno superior), en la que alternan fases de aluvionamiento con eventos de estabilidad. Estas últimas inducen la presencia de discontinuidades de carácter edáfico en la secuencia, a las que cabe asociar episodios de ocupación humana, lo que ocurre especialmente en los casos de las épocas romana y bajomedieval (s/l), como pone de relieve el registro arqueológico dado a la luz por los perfiles ya estudiados en la zona (Borja et al., 2015; 2018b).

## **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

La unidad aluvial detrítica de arranque de la secuencia ha sido datada en ca. 62 ka por OSL (MIS4), una edad muy coherente con la presencia de industria lítica del Paleolítico Medio (Modo 3) similar a la que la que presentan, por ejemplo, las terrazas del Guadalquivir del Pleistoceno superior (T12, T13 de Caro et al., 2011). El tránsito de las gravas aluviales del Pleistoceno superior a las series del Holoceno inferior ocurre a través de una fuerte discordancia erosiva, a partir de la cual se impone un modelo de agradación vertical al que se asocian, en primer lugar, un ambiente de planicie prelitoral inundable, con desarrollo de depósitos ricos en materia orgánica, y, posteriormente, otro de llanura de inundación fluvial cuyas series arcillo-limosas emergentes terminan culminando la secuencia. La correlación entre los materiales post-paleolíticos abundantes en materia orgánica con la culminación de la fase transgresiva del Holoceno es más que evidente. Tanto las cronologías que arrojan los materiales turbosos de los tres perfiles incluidos en la sección transversal (8740 - 5739 a cal BP), como el incremento de la salinidad registrado en JMC-3, entre 9,20-9,40 m de profundidad (máximos valores en C.E. y mínimos de P2O5 de toda la serie entre 6565 y 5739 a cal BP), o el aumento de especies halófilas denotado por el registro polínico de CSF entre 7610 y 5870 a cal BP (Borja et al., 2008), así lo atestiguan. El Holoceno medio del bajo Guadalquivir se concreta, así pues, en un ambiente condicionado por la presencia de una extensa ensenada marina que, a la altura de Sevilla, se ve influenciada muy pronto, durante el tránsito al Calcolítico, por una dinámica sedimentaria fluvial de tipo meandriforme, como pone de relieve la presencia de facies de llanura de inundación (slack-waters) y de levée datados a partir de esa época (5670 - 5270 a cal BP en CSF) (Borja et al., 2008). Este material arcillolimoso, pardo, laminado, carbonatado con rasgos hidromorfos, marcas de bioturbación, precipitaciones de hierro, raíces finas y gasterópodos domina definitivamente el proceso de colmatación de la planicie aluvial del bajo Guadalquivir. No obstante, existieron hiatos sedimentarios (siglos I y II d.C. p.e.) que permitieron la ocupación de la llanura en los alrededores de la ciudad antigua. Una reactivación del régimen de aluvionamientos datado en época tardorromana–altomedieval y una nueva etapa de estabilidad bajomedieval terminan de conformar la superficie de la llanura aluvial que recibirá la expansión de la ciudad almohade y, tras nuevos aluvionamientos, de la ciudad Moderna.

**Agradecimientos:** Grupo Inv. PAIDI RNM-273. Proyectos: HAR2011-23978; HAR201679757-R; CGL2015-69919-R.

- Borja, F. (2014). Sevilla (1500 a.C.-1500 d.C.). Estudio de Geoarqueología urbana. En: Sevilla Arqueológica. La ciudad en época protohistórica, antigua y andalusí. (J. Beltrán, O. Rodríguez, Eds.). EUS, Sevilla (España), 274-303.
- Borja, F., Borja, C. (2007). Geoarqueología urbana de Sevilla. Evolución de la vaguada del arroyo Tagarete durante el Holoceno (llanura aluvial del Guadalquivir). En: Contribuciones al estudio del período Cuaternario (J. Lario, P. Silva, Eds.). AEQUA. Ávila (España), 99-100.
- Borja, F., Borja, C. (2016). El archivo aluvial del Bajo Guadalquivir durante el Holoceno Medio-Reciente. Paleoclima, impacto humano y nivel del mar. En: Montelirio (Castilleja de Guzmán, Sevilla). Un Gran Monumento Megalítico de la Edad del Cobre (Á. Fernández, L. García, M. Díaz-Zorita, Eds.). Consejería de Cultura (J. de A.). Sevilla (España), 41-66.
- Borja, F., Hunt, M.A., Ubera, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Barral, M.A., Llergo, Y., Borja, C. (2008).
  Estudio geoarqueológico de la Vega de Sevilla.
  Reconstrucción paleogeográfica del sector interno del estuario del Guadalquivir durante el Holoceno. En: Actas VII Congreso Ibérico de Arqueometría (S. Rovira M. García, M. Gener, I. Montero Eds.). Ed. Quadro. Madrid (España), 87-96.
- Borja, F, Díaz F., Recio, J.M., Caro, J.A., Borja, C., Valiente, J.A. (2015). The upper Pleistocene (with lithic industries) and Holocene sequence in Guadalquivir's floodplain (Seville, Spain): from a fluvial system to an aggradation and shallowing-upward alluvial processes". *Progress in Quaternary archive studies in the Iberian Peninsula*. Sevilla (España), 81-83.
- Borja, F., Borja, C., Jiménez, A. (2018a). Paisaje y paleogeografía en el Bajo Guadalquivir (*Italica, Hispalis, Caura*). En: *Caura. Arqueología en el estuario del Guadalquivir* (J.L. Escacena, A. Gómez Peña y L.G. Pérez Aguilar (Coords.). EUS. SPAL Monografías Arqueología, nº XXVI. Sevilla (España), 17-46.
- Borja, F., Borja, C., Jiménez, A., García, E. (2018b). La Vega de Itálica durante el Holoceno reciente. Geoarqueología y reconstrucción paleogeográfica de la vega de Itálica (Santiponce, Sevilla, España)". Boletín Geológico y Minero, 129 (1), 371-420.
- Caro, J.A., Díaz, F., Cámara, R., Recio, J.M. y Borja, C. (2011). Geoarchaeological alluvial terrace system in Tarazona: Chronostratigraphical transition of Mode 2 to Mode 3 during the middle-upper pleistocene in the Guadalquivir River valley (Seville, Spain). Quaternary International, 243(1), 143-160.



# EL PROVENCIO (CUENCA, SPAIN): THE RESEARCH POSSIBILITIES OF A NEW COMPLETE STRATIGRAPHIC AND ARCHAEOLOGICAL SEQUENCE FROM LOWER TO MIDDLE PALEOLITHIC



S.D. Domínguez-Solera <sup>(1)</sup>, D. Moreno, <sup>(2)</sup>, C. Pérez <sup>(3)</sup>, G.I. López <sup>(2)</sup>, M. Muñoz <sup>(1)</sup>

(1) ARES Arqueología y Patrimonio Cultural, C/San Vicente 2, 16001, Cuenca (España) <u>ares.arqueologia@hotmail.com</u>
 (2) Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana, Paseo Sierra Atapuerca, 3 09002, Burgos (España) <u>davinia.moreno@cenieh.es</u> gloria.lopez@cenieh.es

(3) Instituto Geológico y Minero de España, Calle Calera, 1 28760 Tres Cantos, Madrid (España) carlos.perez@igme.es

Resumen (El Provencio (Cuenca, España): Las posibilidades para la investigación de una nueva secuencia estratigráfica y arqueológica desde el Paleolítico Inferior al Medio): Esta breve comunicación contiene los resultados preliminares del proyecto de investigación arqueológica sobre el Paleolítico Inferior y Medio en el término municipal de El Provencio (Cuenca, España). Durante los primeros 6 años de proyecto, se ha definido un hasta ahora desconocido complejo arqueológico con una gran concentración de restos de industria lítica de Modos 1, 2 y 3, asociados a secuencias fluviales y lacustres de gran extensión. Se presentan aquí las primeras edades obtenidas por dos métodos de datación complementarios: Resonancia Paramagnética Electrónica (ESR por sus siglas en inglés) y Luminiscencia Óptica (OSL por sus siglas en inglés). Las fechas de 41 ka y 800 ka corresponden a los niveles 2 y 3 de la secuencia estratigráfica respectivamente. El potencial arqueológico contenido en este enclave sugiere una ocupación humana ininterrumpida e intensa de esta región durante 800 ka.

Palabras clave: Paleolítico Inferior; Paleolítico Medio; OSL; ESR; industria lítica. Key words: Lower Paleolithic; Middle Paleolithic; OSL dating; ESR dating; lithic industry.

#### INTRODUCTION AND LOCATION

New results from the Lower to Middle Paleolithic archaeological site of El Provencio Complex, located in the municipality that bears the same name in the south of the Province of Cuenca (central Spain) are summarized herein. The stratigraphic sequence is part of La Mancha plateau and is composed by an extensive succession of horizontally emplaced fluviolacustrine units rich in gravels and sands pertaining to the Záncara River deposits, one of the main tributaries of the Guadiana River. Three decades ago, during the industrial exploitation of some sand guarries, Mammuthus meridionalis and Bison dental remains were found and studied by several experts (Pérez-González et al., 1990). Preliminary analysis of lithic artifacts may appear to belong to Modes 1, 2 and 3 which in turn have been reinforced by the first Electron Spin Resonance (ESR) and Optically Stimulated Luminescence (OSL) ages ever obtained for this region.

#### ARCHAEOLOGICAL BACKGROUND

The research project in El Provencio began in 2013 and belongs to a bigger research program about the human origins which encompasses all three regions pertaining to the Province of Cuenca: Alcarria, Mancha and Sierra (Domínguez-Solera & Martín, 2015; Domínguez-Solera, 2018a). This specific research program started with systematic surveying of old guarries which in turn, allowed to select new excavation sites such as El Pinar de la Vega, El Pinarico, Los Marines... forming El Provencio Complex. Between 2013 and 2015 surface findings unveiled a rich quartzite and flint lithic industry (retouched and unretouched tools, cores and debris of various types) as well as some faunal remains. During the subsequent excavations campaigns (2015-2017) at El Pinar de la Vega, the lithic artifacts



Fig. 1: Stratigraphic profiles from the excavation in El Pinar de la Vega (above) and from the quarry profile in El Pinarico (below). S.D. Domínguez-Solera.



were found in stratigraphic position (Domínguez-Solera & Muñoz, 2015; Domínguez-Solera, 2018b). Archaeological surveys and excavations were focused on the sand- and gravel-rich layers found throughout *El Provencio Complex*, which seemed to be the most associated with the Paleolithic riches in the region.

To establish the chronology of *El Provencio Complex*, the first two ESR and OSL samples were collected in 2015 at *El Pinarico* and *El Pinar de la Vega* quarries profiles, respectively (Figure 1).

#### STRATIGRAPHY

The general stratigraphy of the *El Provencio Complex* is composed of 3 main layers with an overall thickness of up to 5 m and deployed in an extension of at least 4.5 km. None of the strata seem to be affected tectonically. The bottommost layer is characterized by massive sands and is sterile of archaeological remains. Layer 2 shows inter-bedding of sands and gravel and is sub-divided into several sub-levels (e.g., A to I in El Pinar de la Vega profile; Figure 1). The main concentration of lithic industry of Modes 1 to 3 is found in this layer. The uppermost layer, Layer 1, is clay-rich and contains Mode 4 lithic industry, as well as Neolithic-Calcolithic ceramics and microliths. This horizontal stratigraphic scheme is repeated symmetrically and consistent throughout all the quarries and profiles studied in El Provencio Complex.





#### Fig. 2. Photographs of ESR and OSL samples on the respective quarry profiles from El Pinarico and El Pinar de la Vega.Photos: D. Moreno.

# RESULTS

#### Geochronology

Samples were collected using sampling strategies recommended for trapped-charged dating techniques (Moreno et al, 2017). Dosimetry measurements were obtained both in the lab and *in-situ* using high-precision Germanium detectors and portable Gamma spectrometry, respectively (Table 1).

ESR sample EPO15-06 was collected in the sterile Layer 3 of *El Pinarico* profile whereas OSL sample EPP15-05 was retrieved from sub-level 2E at *El Pinar de la Vega* cut (Figure 2).

Sample preparation, irradiation, bleaching, measurements and analyses were carried out at the ESR and Luminescence laboratories at the CENIEH (Burgos, Spain) (Table 1).

ESR dating was performed on pure quartz separates (100-200  $\mu$ m) using the Multiple Centre approach (Toyoda *et al.*, 2000). ESR signals of Aluminum (Al) and Titanium (Ti) centers were systematically measured on 14 aliquots by triplicates over different days. The ESR ages obtained for Layer 3 are 826 ± 48 ka (Al-center) and 846 ± 43 ka (Ti-center) (Table 2).

Sample	Dα	D <sub>β</sub>	D <sub>y</sub>	D <sub>cos</sub>	D <sub>int</sub>	D <sub>ose Rate</sub>
EPP1505		150 ± 10	150 ± 10	150 ± 10	-	450 ± 20
EPO1506	11 ± 2	532 ± 7	380 ± 14	157 ± 16	50 ± 30	1131 ± 37

Table 2. Dosimetric data from ESR and OSL samples  $(D_{\alpha}: alpha; D_{\beta}: beta; D_{\gamma}: gamma; D_{cos}: cosmic; D_{int}: internal doses). Values in <math>\mu$ Gy/a.

Sample	D	Age	
EPP1505	18.6	41 ± 2.2	
	Al-center	934 ± 78	826 ± 48
LF01300	Ti-center	957 ± 37	846 ± 43

Table 2. ESR and OSL dose equivalent ( $D_E$ ) values (in Gy) and corresponding ages (in ka).

OSL dating was determined on pure quartz separates (90-125  $\mu$ m) using the Single-Aliquot Regenerative-Dose (SAR) protocol (Murray & Wintle, 2000) on 24 multiple-grain aliquots (2 mm diameter). A Central Age Model (CAM) age of 41 ± 2.2 ka was obtained for layer 2 (Table 2).

Both samples were taken from different quarries, but we had corroborated, previously, that they were part of the same geologic and stratigraphic sequence.

#### Archaeology

Thousands of lithic artifacts were gathered and described during the surface surveys in several locations from *El Provencio Complex* including *El Pinar de la Vega, El Pinarico, Los Marines, La Mezquita* or *El Tostado*.





Fig. 3. Examples of lithic Modes 1 and 3 from the areas of El Pinarico, El Pinar de la Vega and Los Marines. S. D. Domínguez-Solera.

The identified Mode 1 artifacts (both from excavation and surveys) are all retouched and cortical flakes made from flint or quartzite, as well as cores with simple reduction strategy (no more than 6 extractions; Figure 3). Also, there are several examples of Mode 2 bifacial handaxes and largeformat tools, always in flint material. The largest lithic assemblage, hence the most studied thus far at *El Provencio Complex*, pertains to Mode 3 industry (Figure 3): most of them show a stereotypical Levallois centripetal technique but also the Levallois parallel method. In both cases, local flint little nodules (5-10 centimeters long) were the raw material.

During the two excavation campaigns carried out in El Pinar de la Vega a total of 255 different artifacts have already been obtained, most of them from secure stratigraphic origin. 8 are flint cores without traces of reduction, while the other 247 show traces of knapping. In terms of raw material, 14 of those 247 artifacts were made in quartzite and the rest in flint. All the quartzite artifacts are easily classified as Mode 1 industry and the flint artifacts as Modes 2 and 3. Including a fragmented biface. From the original 247 processed artifacts, 81 were found on the surface during initial surveying, hence out of stratigraphic position. Whereas, the rest 166 artifacts found in stratigraphic position while excavating -with the exception of three retouched quartzite Mode 1 artifacts- are classified as Mode 3. These show typical features of Levallois reduction (Table 3).

Preliminary traceology analyses have already begun. Nonetheless, it has been difficult to find traces of use on the edges of even the best preserved tools.

## DISCUSSION

The abundance of artifacts detected in *El Provencio Complex* may imply a continuous and intense human occupation between the Lower and Middle Paleolithic in this central region of the Iberian Peninsula. This is a different point of view as other interpretations suggested by different authors where the abundance of Paleolithic artifacts and populations is concentrated near the coast (e.g., De la Torre, 2017).

The features observed in surface and stratigraphy artifacts suggest a classification in the three earliest modes of tool-making: Modes 1, 2 and 3. The hominins that produced such artifacts may be chronologically associated to *Homo antecessor* and *Homo heidelbergensis* populations that were already present in Atapuerca (Carbonell *et al.*, 2008).

A preferential usage of the local materials to make the three modes of industry is argued and also a continuity of the same operational chain in Mode 3 expanded across 150.000 years. Hence, *El Provencio Complex* may bear the potential of further investigations concerning social learning and imitations as already proven effective analytical methods in other important Paleolithic archaeological sites in Spain (e.g., Baena *et al.*, 2008; Blasco *et al.*, 2013).

The ESR age of ~800 ka obtained for Layer 3 gives a *terminum ante quem* for the beginning of Mode 1 in *El Provencio Complex*. The youngest sub-level, Layer 2E, dated by OSL gave an age of 41 ka. But there are five more levels with Mode 3 industry above (layers 2A, 2B, 2C, 2DI and 2DII). This could be associated with Neanderthal timing of Southern Europe. The limit of Mousterian or Neanderthal history in South Europe is being established 30.000-24.000 years ago (Garralda, 2005; Finlayson *et al.*, 2008). To further prove the existence of Neanderthals in this region at this younger period, more archaeological campaigns are envisioned.

#### CONCLUSIONS

Over the last 800 ka, human hunter and gatherer bands of different species came recurrently on an uninterrupted way (independently of the different stages of climate change), to the old Záncara margins attracted by the different animal and vegetable resources that there were concentrated



LITHIC (FIINT) FROM EXCAVATION IN EL PINAR DE LA VEGA (EL PROVENCIO)												
Layer	Cores	Fla	kes/bla	des/points	De	ebris			TOTAL			
2 A-B	1	4				1				6		
2 C	1			5	5 8				14			
2 D I	4			3			15				22	
2 D II	15			6			8			29		
2 E	17			12	2		24			53		
2 F	1			1			4				6	
2 G	1			4			13				18	
2 H	5			5			5				15	
TOTAL	46			4(	)		78				163	
AVERAGE	5,75			5		9	9,75			2	20,37	
%	28%			24	%	4	18%			1	00%	
	COR	ES FRO	)M EX	(CAVA)	TION IN EL PIN	AR DE L	A VE	GA (E	L PRO	VENCIO)		
	Le	evallois			Levalle	ois little di	imensi	ons			Levall. cor. for	
Layer	Centripetal	Para	allel	NI	Centripetal	Pa	arallel		NI	Other	blades	
2 A-B					1							
2 C	1											
2 D I	1				1		1		1			
2 D 2	3	3		7					1	1		
2 E	2			7					4	4	1	
2 F				1								
2 G							1					
2 H				2					2	1		
DISC	CRIMINATION	TOOL	S/DEB	RIS FR	OM EXCAVAT	ION PIEC	CES IN	EL I	PINAR I	DE LA VEGA	A (EL PRV.)	
	Layer				Retouched tools			Without functional retouch				
	2 A-B		3					2				
	2 C				6			7				
2 D I					4			14				
2 D II					7			7				
2 E			12				14					
2 F			1					4				
2 G				9			7					
2 H					5					5		
	TOTAL				47					60		
AVERAGE					5.87			7,5				

Table 3. Inventory tables of excavation lithic pieces from El Pinar de la Vega (El Provencio).

here. These groups would use local raw materials (flint and quartzite), reducing, processing and elaborating tools as well as discarding them *in situ*.

Even though much geological work is yet to be done, the geochronological data obtained so far corroborates the archaeological findings. Future work is not only envisioned towards Zooarchaeology (the few faunal remains that were found for now are all surface and very eroded materials) but also to obtain a better chronostratigraphical control of *El Provencio Complex*.

The potential of *El Provencio Complex* is still unknown and could provide much information related to the last 800 ka in the central region of the Iberian Peninsula.

Acknowledgements: The authors thank the Council of El Provencio, especially its Culture Councilor (D. José Manuel Triguero Valladolid) for supporting and financing this project (authorized by the JCCM administration). We also thank the local inhabitants and all those that help us during all these past years. S.D. Domínguez would also like to thank ARES ARQUEOLOGÍA staff.

#### REFERENCES

- Baena, J. et al. (2008). Tecnología musteriense en la región madrileña: un discurso enfrentado entre valles y páramos de la Meseta sur. *Treballs d'Arqueologia*, 14: 249-278.
- Blasco, R.; Rosell, J.; Domínguez-Rodrigo, M. *et al.* (2013). Learning by Heart: Cultural Patterns in the Faunal Processing Sequence during the Middle Pleistocene. *PlosOne*, *8* (2): 1-20.
- Carbonell, E.; Bermúdez de Castro, J.M.; Parés, J.M.; Pérez-González, A. *et al.* (2008). The first hominin of Europe. *Nature, Vol.* 452/27 (march): 465-470.
- De la Torre, I. (2017). El Paleolítico en España: más de un millón de años en la historia de la evolución humana. Historia de España I. Prehistoria. La Prehistoria en la

península Ibérica. (López, coord.) Istmo, Akal, Madrid: 121-222.

- Domínguez-Solera, S. D. (2018a). El Paleolítico Inferior y Medio en la Provincia de Cuenca: balance del proyecto, nuevas fechas absolutas y perspectivas. Cuando empezábamos a ser nosotr@s: Curso sobre el Paleolítico Inferior y Medio a nivel mundial (Domínguez-
- Solera, coordinador). Diputación de Cuenca, Cuenca: 45-76.
- Domínguez-Solera, S. D. (2018b). El Paleolítico Inferior y Medio en El Provencio (Cuenca): trabajos de 2013 a 2017. Cuando empezábamos a ser nosotr@s: Curso sobre el Paleolítico Inferior y Medio a nivel mundial (Domínguez-Solera, coordinador). Diputación de Cuenca, Cuenca: 77-99.
- Domínguez-Solera, S. D. and Martín Lerma, I. (2015). Hallazgo de industria lítica del modo 1 en la Alcarria Conquense: El Yacimiento de "El Pino" (Carrascosa del Campo, Cuenca). *AnMurcia, 31:* 109-116
- Domínguez-Solera, S. D. and Muñoz, M. (2015). El Paleolítico en El Provencio. *Nuestro Entorno. Nuestra Historia*, 1: 18-22.
- Finlayson, C. et al. (2008). Gorham's Cave, Gibraltar The persistence of a Neanderthal Population. *Quaternary International, 181*: 64-71.
- Garralda, M. D. (2005). Los Neandertales en la Península Ibérica. *Munibe*, 57: 289-314.
- Moreno, D.; Richard, M.; Bahain, J.J.; Duval, M.; Falguères, C.; Tissoux, H. and Voinchet, P. (2017). ESR dating of sedimentary quartz grains: some basic guidelines to ensure optimal sampling conditions. Quaternaire, 28 (2), 161-166
- Murray, A.S. and Wintle, A.G. (2000). Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerativedose protocol. Radiation Measurements 32, 57-73.
- Pérez-González, A.; Mazo, A. V. and Aguirre, E. (1990). Las faunas pleistocenas de Fuensanta del Júcar y El Provencio y su significado en la evolución del Cuaternario de la Llanura Manchega. *Boletín Geológico y Minero, Vol. 101, número 3:* 56-70.
- Toyoda, S.; Voinchet, P.; Falguères, C.; Dolo, J.M. and Laurent, M. (2000): Bleaching of ESR signals by the sunlight : a laboratory experiment for establishing the ESR dating of sediments. Applied Radiation and Isotopes 52 (5), 1357-1362.



# EVIDENCIAS DE PARAGÉNESIS EN CUEVAS KÁRSTICAS DE LA VERTIENTE CANTÁBRICA (NORTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA)



M. Arriolabengoa<sup>(1, 2)</sup>, D. Ballesteros<sup>(3)</sup>, I. Álvarez<sup>(4)</sup>, A. Aranburu<sup>(1,2)</sup>, P. Bilbao<sup>(1,2)</sup>, M. del Val<sup>(1,2,5)</sup>, E. Iriarte<sup>(2,6)</sup>, M. Jiménez-Sánchez<sup>(7)</sup>

(1) Dpto. Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea. Barrio Sarriena s/n. 48940-Leioa. martin.arriolabengoa@ehu.eus

(2) Centro GeoQ, Aranzadi ZientziaElkartea, barrio Sarriena s/n, 48940 Leioa.

(3) IDEES UMR 6266, Université de Rouen-Normandie y CNRS. Mount Saint-Aignan CEDEX, Francia.

(4) Dpto. de Expresión Gráfica y Proyectos de Ingeniería, Universidad del País Vasco/EuskalHerrikoUnibertsitatea, Paseo Rafael Moreno 'pitxitxi' 2, 48013-Bilbao.

(5) Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH), Paseo Sierra de Atapuerca 3, 09002-Burgos.

(6) Laboratorio de Evolución Humana, Dpto. de Historia, Geografía y Comunicación, Universidad de Burgos. Plaza Misael Bañuelos s/n, Edificio de I+D+i. 09001-Burgos.

(7) Dpto. de Geología, Universidad de Oviedo, c/ Jesús Arias de Velasco s/n 33005-Oviedo.

Abstract (Paragenesis evidence in karst caves of the Cantabrian Margin (North of Iberian Peninsula): Paragenetic process regarding speleogenesis is globally accepted and recognised, but still few studies have established its importance in cave enlargement. Along the Cantabrian Margin (northern Iberian Peninsula), research developed during the last decade reported many paragenetic forms. In the present work, firstly, we compile documented paragenetic evidences in caves of the Cantabrian Margin in order to prove that paragenesis could be a relevant process in cave enlargement in this area. Secondly, we analyse possible factors that would favour the paragenesis. We conclude that this process is more extended in the development of Cantabrian karstic systems than expected until now.

**Palabras clave:** Sedimentación detrítica, disponibilidad de sedimento, espeleogénesis, sistema kárstico. *Key words: Clastic sediment, sediment supply, speleogenesis, karstic system.* 

#### INTRODUCCIÓN

La paragénesis es un proceso espeleogenético propuesto por Pasini (1967) y Renault (1968), que implica la disolución hacia arriba de conductos kársticos saturados en agua, favorecida por la agradación de sedimentos terrígenos en la base (Farrant y Smart, 2011; Pasini, 2012). Este proceso, también llamado "disolución antigravitatoria", se desarrolla preferentemente en la zona saturada del acuífero kárstico, y es relativamente poco conocido a pesar de que podría desempeñar un papel significativo en el desarrollo de cuevas kársticas (Columbia et al., 2015; Nehme et al., 2016; Dodge-Wan, 2018).

En los últimos años, según ha avanzado la investigación espeleológica y geomorfológica en la Vertiente Cantábrica, las evidencias documentadas de paragénesis en cuevas kársticas han ido en aumento. Este hecho sugiere que la paragénesis constituye un

proceso espeleogenético relevante a considerar en el desarrollo del endokarst.

Este trabajo persigue elaborar una recopilación preliminar de cavidades con morfologías paragenéticas distribuidas a lo largo de la Vertiente Cantábrica. Por último, se compararán las características que tienen en común con el fin de identificar los rasgos más característicos de este proceso en el área de estudio.

#### **VERTIENTE CANTÁBRICA**

La Vertiente Cantábrica, también denominada Margen Cantábrico o Cornisa Cantábrica, está formada por los valles de los ríos que vierten al mar Cantábrico (Fig. 1). Por lo general, son valles relativamente cortos que discurren de sur a norte dispuestos paralelamente entre si. Su clima es de tipo atlántico, templado y húmedo, con veranos frescos y sin estación seca.



Fig. 1: Cavidades de la Vertiente Cantábrica con rasgos paragenéticos identificados en este trabajo.



La Cornisa Cantábrica destaca a nivel internacional por la presencia de >5.000 cuevas con 1.000 km de conductos documentados por equipos espeleológicos, y que se han desarrollado fundamentalmente en calizas del Carbonífero y del Cretácico a lo largo del Plio-Cuaternario.

# CAVIDADES CON RASGOS PARAGENÉTICOS EN LA VERTIENTE CANTÁBRICA

Determinar el origen y los procesos espeleogenéticos de todas las cavidades de la vertiente Cantábrica es, por ahora, una tarea inabarcable. Para este trabajo, se ha realizado una recopilación de las cavidades kársticas con evidencias significativas de paragénesis distribuidas por provincias (Tabla 1) en base a la documentación espeleológica y geomorfológica existente y al trabajo de campo.

Las morfologías paragenéticas identificadas en estas cavidades aparecen generalmente ligadas a conductos freáticos y epifreáticos horizontales que representan niveles de cuevas. Estas cuevas incluyen cavidades litorales con desarrollo marcadamente horizontal (Jiménez-Sánchez et al., 2006; Aranburu et al., 2015; Ballesteros et al., 2017; Arriolabengoa et al., 2018a), cuevas horizontales desarrolladas en zonas de valle (Delannoy y Morverand, 1989; Expósito et al., 2015; Rossi et al., 2016; Arriolabengoa et al., 2018; in press), y cuevas formadas en zonas de alta montaña y que se caracterizan por el desarrollo de conductos verticales (Ballesteros et al., 2015; 2019).

Tabla 1: Evidencias de paragénesis en las cuevas de la vertiente Cantábrica.

Provincia/Región	Nombre de la cavidad	Referencia
Nafarroa	Sistema Alkerdi- Zelaieta	Arriolabengoa et al., in press
Nafarroa	Zugarramurdi	-
Gipuzkoa	Cuevas del valle de Oterreta	Expósito et al., 2015
Gipuzkoa	Okola 6	Arriolabengoa et al., 2014
Gipuzkoa	Cuevas de Aitzbitarte	Busselo et al., 2017
Gipuzkoa	Aizkoltxo	Tobajas et al., 2018
Bizkaia	Goikoetxe	Aranburu et al., 2015
Bizkaia	Atxurra	Arriolabengoa et al., 2018a
Bizkaia	Arenaza	Calvo y Jiménez, 2017
Bizkaia	Santa Isabel de Ranero	Arriolabengoa et al., 2018b
Cantabria	RN 103	G.A.E.S., 2001
Cantabria	Red del Silencio	G.A.E.S., 2002
Cantabria	La Garma	Arias y Ontañon, 2014

Cantábria	El Soplao	Rossi et al., 2016
Cantabria	Torca de los Senderos	Smart, 1986
Cantabria	Cueva Fresca	Delannoy y Morverand, 1989
Asturias	El Pindal	Jiménez-Sánchez et al., 2006
Asturias	Cobi <u>h</u> eru	Ballesteros et al., 2017
Asturias	Coímbre	Meléndez-Asensio y Ballesteros, 2017
Asturias	Torca La TexaPozuLLucia El Frailín de Camplengu	Ballesteros et al., 2019
Asturias	Cueva de Trapa	-
Asturias	Cueva Güerta	-

## EPISODIOS PARAGENÉTICOS EN LAS CUEVAS DE LA VERTIENTE CANTÁBRICA

En las cavidades del margen Cantábrico en las que se ha estudiado su evolución en detalle, se observa una marcada variación de procesos sedimentarios y erosivos vinculados con los cambios ambientales (Aranburu et al., 2015; Arriolabengoa, 2015; Arriolabengoa et al., 2018c; Ballesteros et al., 2017; 2019). Según estos estudios, en los períodos cálidos se favorece la formación de espeleotemas, en la transición de estadios cálidos a fríos proliferan los procesos de erosión, y en períodos de transición de frío a cálido predominan los procesos fluviokársticos en cuevas. Como la paragénesis está ligada a la sedimentación terrígena en cuevas, es de suponer que el desarrollo de cuevas por paragénesis pudo predominar durante las transiciones de condiciones frías a cálidas, sin embargo, el estudio cronológico de este proceso está aún por resolver.

Por otro lado, la disponibilidad de sedimento es fundamental para la generación de los procesos paragenéticos. En otras áreas, diferentes autores han señalado los procesos de deglaciación y retroceso de los glaciares como la causa en el aumento de la disponibilidad de sedimento que posteriormente han promovido los procesos paragenéticos (Lauritzen, 2013). En este sentido, en las altitudes más elevadas de la cornisa Cantábrica, como los Picos de Europa, se ha documentado sedimentación terrígena en cuevas asociada a glaciares (Smart, 1984; Ballesteros et al., 2017). Sin embargo, en zonas de valle no glaciadas se desconocen los mecanismos que pudiesen haber favorecido la disponibilidad de sedimento. En este sentido, cabe destacar la importante presencia de suelos que cubren buena parte de la superficie de la cornisa Cantábrica, debido en parte al clima regional húmedo y templado. La erosión de estos suelos puede ser la fuente del relleno detrítico endokárstico (Arriolabengoa et al., 2015), cuya erosión puede estar favorecida en los tránsitos climáticos de relativamente más fríos y áridos a más templados y húmedos (Arriolabengoa, 2015). Por último, en zonas litorales del Oriente de Asturias, el desarrollo de abanicos aluviales



cuarcíticos al pie de las sierras litorales ha proporcionado sedimento terrígeno a las cuevas desarrolladas sobre las terrazas marinas calcáreas, como las cuevas de Pindal y Cobiheru (Jiménez-Sánchez et al., 2006; Ballesteros et al., 2019)

#### CONCLUSIONES

Se ha puesto de manifiesto la existencia de abundantes evidencias paragenéticas en cuevas situadas en la Vertiente Cantábrica, que apuntan a que la paragénesis pudo jugar un papel relevante en el desarrollo de los sistemas kársticos. Hipotéticamente, su participación pudo ocurrir durante el tránsito de condiciones relativamente frías y áridas a cálidas y húmedas. En áreas glaciadas, el sedimento terrígeno necesario para el desarrollo de la paragénesis puedo estar ligado a la actividad glaciar; en áreas no glaciares de valle los sedimentos pudieron proceder de la erosión de suelos bien desarrollados; y en algunas áreas litorales los sedimentos fueron proporcionado por abanicos aluviales instalados sobre las rasas marinas.

Agradecimientos: Agradecemos la labor V colaboración desinteresada de los equipos espeleológicos que trabajan У facilitan la documentación de las distintas cuevas que exploran y documentan. También a la Universidad del País Vasco /Euskal Herriko Unibertsitatea por el apoyo al grupo de investigación IT1026-16.

#### REFERENCIAS

- Aranburu, A., Arriolabengoa, M., Iriarte, E., Giralt, S., Yusta, I., Martínez-Pillado, V., del Val, M., Moreno, J., Jiménez-Sánchez, M. (2015). Karst landscape evolution in the littoral area of the Bay of Biscay (north Iberian Peninsula). *Quaternary International*, 364, 217–230.
- Arias, P., Ontañon, R. (2014). La Garma: un proyecto orientado al estudio del arte paleolítico, su contexto y su conservación. En: Cien años de arte rupestre paleolítico (Eds.: Corchón M.S. y Menéndez, M.). Ediciones Universidad Salamanca, Salamanca, 173-194.
- Arriolabengoa, M. (2015). Evolución Geológica Cuaternaria del valle del rio Deba (Gipuzkoa). Tesis Doctoral UPV/EHU, Bilbao, 211 pp.
- Arriolabengoa, M., Richard, L., Eraña, C., Azkoaga, X., Abarrategi, B., Ugarte, S., Pereda, L., Dorado, J., Olalde, A., Lotina, A., Ormaetxea, I., Ugarte, I. (2014). Okola 6, kobazulo epigeniko baten gora beherak. *Karaitza*, 22, 2-17.
- Arriolabengoa, M., Iriarte, E., Aranburu, A., Yusta, I., Arrizabalaga, A. (2015). Provenance study of endokarst fine sediments through mineralogical and geochemical data (Lezetxiki II cave, northern Iberia). *Quaternary International*, 364, 231–243.
- Arriolabengoa, M., Intxaurbe, I., Bilbao, P., Aranburu, A., Rios-Garaizar, J., Medina-Alcaide, M.A., Rivero, O., Libano, I., Garate, D. (2018a). Geomorfología de la cueva Atxurra-Armiña (Berriatua, Bizkaia). En: Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos (Eds: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J.). UIB, SEG, Palma, 95-98.
- Arriolabengoa, M., Arlegi, M., Martínez-Braceras, N., Martínez-Pillado, V., Gómez-Olivencia, A. (2018b). Evolución de la cueva Santa Isabel de Ranero (Bizkaia) y la formación del yacimiento paleontológico. En: Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos (Eds: Garcia, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J.). UIB, SEG, Palma, 91-94.
- Arriolabengoa, M., Iriarte, E., Aranburu, A., Yusta, I., Arnold, L.J., Demuro, M., Arrizabalaga, A. (2018c). Reconstructing

the sedimentary history of Lezetxiki II cave (Basque Country, northern Iberian Peninsula) using micromorphological analysis. *Sedimentary Geology*, 372, 96–111.

- Arriolabengoa, M., Hermoso de Mendoza, A., Abendaño, V., Álvarez, I., Aranburu, A., Bodego, A., Calvo, J.I., Garate, D., Ibarra, F., Iriarte, E., Legarrea, J., Tapia, J., del Val, M., Agirre, J. (in press). Sistema kárstico multi-nivel Alkerdi-Zelaieta (Urdazubi/Urdax, Nafarroa): bajada del nivel freático frente a la (re)sedimentación. *Geogaceta*, in press.
- Ballesteros, D., Rodríguez-Rodríguez, L., González-Lemos, S., Giralt, S., Álvarez-Lao, D.J., Adrados, L., Jiménez-Sánchez, M. (2017a). New evidence of sea-level low stands and paleoenvironment during MIS 6 and 4 in the Cantabrian coastal karst: the Cobiheru cave (North Iberia). *Earth Surface Processes and Landforms*, 42, 1704–1716.
- Ballesteros, D., Jiménez-Sánchez, M., Giralt, S., DeFelipe, I., García-Sansegundo, J. (2017b). Glacial origin for cave rhythmite during MIS 5d-c in a glaciokarst landscape, Picos de Europa (Spain). *Geomorphology*, 286, 68–77.
- Ballesteros, D., Giralt, S., García-Sansegundo, J., Jiménez-Sánchez, M. (2019). Quaternary regional evolution based on karst cave geomorphology in Picos de Europa (Atlantic Margin of the Iberian Peninsula). *Geomorphology*, 336, 133-151.
- Busselo, J., Lauburu, S., Rodriguez, A., Zabala, A., Busselo A. (2017). Estudio de monitorización de Aizpitarte IV: Febrero 2016-Febrero 2017. *Karaitza*, 25, 18-27.
- Calvo, A., Jiménez, P. (2017). El karst de hierro de los Montes de Triano y Galdames. *Karaitza*, 25, 44-59.
- Columbu, A., De Waele, J., Forti, P., Montagna, P., Picotti, V., Pons-Branchu, E., Hellstrom, J., Bajo, P., Drysdale, R. (2015). Gypsum caves as indicators of climate-driven river incision and aggradation in a rapidly uplifting region, 43, 539-542.
- Delannoy, J.J., Morverand, P. (1989). Contribution a la connaissance de la karstogenese du massif de la Pena Lavalle. En: Trenteannées d'exploration dans le Cueto et la Coventosa (Cantabria, Espagne) (Morverand, P., Ed.). Spéléo-Club de Paris, París, 81–95.
- Dodge-Wan, D. (2017). TheTrades' Cave (NW Borneo): morphology and features as indicators of speleogenesis and karstificacion. *Carbonates Evaporites*, 33, 315-329.
- Expósito, J.M., Arriolabengoa, M., Azkoaga, X., Dorado, J., Zabaleta, P., Berezibar, A., Esperasate, J.L., Abarrategi, B., Eraña, C., Ugarte, S., Pereda, L., Richard, L., Olalde, A. (2015). Desarrollo de niveles kársticos en el valle de Bostiturrieta (Arrasate). *Karaitza*, 23, 14-23.
- Farrant, A.R., Smart, P.L. (2011). Role of sediment in speleogenesis; sedimentation and paragenesis. *Geomorphology*, 134, 79–93.
- G.A.E.S. (2001). *El karst de Rasines, Cantabria.* Grupo de Actividades Espeleológicas GAES, Bilbao, 160 pp.
- G.A.E.S. (2002). La Red del Silencio en el karst de Rasines. *Subterránea*, 15, 16-22.
- Lauritzen, S.E. (2013). Paragenesis: The "Royal Mark" of subglacial speleogenesis. ICS Proceedings, 366-367.
- Lauritze, S.E. y Lauritsen, A. (1995). Differential diagnosis of paragenetic and vadose canyons. *Cave and Karst Science*, 21, 55-59.
- Meléndez-Asensio, M., y Ballesteros, D. (2017). La geomorfología de la cueva de Coímbre (Asturias, España): ubicación del yacimiento arqueológico en la evolución del karst. En: La cueva de Coímbre (Peñamellera Alta, Asturias), Ocupaciones humanas en el valle del Cares durante e Paleolítico superior (Eds.: Álvarez-Alonso D. Y Yravedra J.). Fundación María Cristina Masaveu Peterson,159-169.
- Nehme, C., Jaillet, S., Voisin, C., Hellstrom, J., Gérard-Adjizian, J., Delannoy, J.J. (2016). Control of cave levels in Kanaan, Kassarat and Jeita karst systems (Central Mount Lebanon). *Zeitschriftfür Geomorphologie*, 60, 2, 95-117.



- Renault, P. (1968). Contribution à l'etude desactions mécaniques et sédimentologiques dans la spéleogenèse. *Annales de Spéléologie,* 23, 529-596.
- Rossi, C., Villalaín, J.J., Lozano, R.P., Hellstrom, J. (2016). Geomorphology Paleo-water table definition using cave ferromanganes estromatolites and associated cave-wall notches (Sierra de Arnero, Spain). *Geomorphology*, 261, 57–75.
- Pasini, G. (1967). Nota preliminare sul ruolo speleogenetico dell "erosione "antigravitativa". Le Grotted'Italia, 4, 297-322.
- Pasini, G., 2012. Speleogenesis of the "Buco dei Vinchi" inactive swallow hole (Monte Croara karst sub-area,

Bologna, Italy), an outstanding example of antigravitative erosion (or "paragenesis") in selenitic gypsum. An out line of the "post-antigravitative erosion". *Acta Carsologica*, 41 (1), 15–34.

- Smart, P.L. (1986). Origin and development of glacio-karst closed depressions in the Picos de Europa, Spain. *Zeitschriftfur Geomorphologie*, 30, 423-443.
- Tobajas, A.M., Rodríguez, E., Vargas, J. (2018). *Bajo el suelo de Mendaro por sus cuevas y simas*. Morkaikoko Leizarpe Espeleologia Taldea, 405 pp.



# EVENTO 8.2k EN LA REGIÓN CANTÁBRICA A PARTIR DE INDICADORES MARINOS (ISÓTOPOS DE OXÍGENO EN GASTERÓPODOS) Y TERRESTRES (POLEN)



A. García-Escárzaga <sup>(1,2)</sup>, S. Núñez de la Fuente <sup>(3)</sup>, I. Gutiérrez-Zugasti <sup>(3)</sup>, D. Cuenca-Solana <sup>(4)</sup>, J. Martín-Chivelet <sup>(5)</sup>, J.A. López Sáez <sup>(6)</sup>, M.R. González-Morales <sup>(3)</sup>.

(1) Department of Archaeology, Max Planck Institute for the Science of Human History. Kahlaische Strasse 10. D-07745 Jena, Germany.

(2) Department of Geography, Prehistory and Archaeology, University of the Basque Country, C/ Tomás y Valiente s/n, 01006, Vitoria-Gasteiz, Spain. <u>a.garcia.escarzaga@gmail.com</u>

(3) Instituto Internacional de Investigaciones Prehistóricas de Cantabria (Universidad de Cantabria, Gobierno de Cantabria, Grupo Santander), Universidad de Cantabria, Edificio Interfacultativo, Avda. Los Castros s/n. 39005. Santander, Spain.

sara.n.delafuente@gmail.com, igorgutierrez.zug@gmail.com, david.cuencasolana@gmail.com, moralesm@unican.es (4) Miembro Asociado UMR6566-CReAAH. Université Rennes 1.Campus de Beaulieu, Bâtiment 25, Labo Archéosciences, Avenue du Général Leclerc - CS 74205, 35042 Rennes Cedex, France.

(5) Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid & Instituto de Geociencias (CSIC-UCM), Ciudad Universitaria. 28040. Madrid, Spain. martinch@ucm.es

(6) G.I. Arqueobiología, Instituto de Historia (CCHS), CSIC, Albasanz 26-28, 28037 Madrid, Spain. joseantonio.lopez@cchs.csic.es

Abstract (8.2k event in the Cantabrian region from marine [Oxygen isotopes on gastropods] and terrestrial [Palynology] proxies): The most prominent of the short climatic events occurred on the Early Holocene is the 8.2k event. However, the information about this abrupt climate change in northern Iberia is still scarce. This paper aims to improve our knowledge of climate variability in this area during the Early Holocene. To achieve this,  $\delta^{18}$ O values were obtained from subfossil shells of Phorcus lineatus (da Costa, 1778) recovered from the Mesolithic site of El Mazo (Asturias). Data from pollen and non-pollen palynomorphs obtained from the same site contributed to add details on this study. Results showed that shells from units dated to around 8.2 ka cal BP recorded slightly cooler summers than the rest of the sequence, suggesting thus that the 8.2k event had a certain impact on the oceanographic conditions in this area. The main palynological results showed that the vegetation is clearly affected by this abrupt climatic change, showing a decline in arboreal pollen because of colder and arid climate conditions.

Palabras clave: Holoceno, evento 8.2k cal BP, isótopos de oxígeno, palinología. *Keywords:* Holocene, 8.2k cal BP event, oxygen isotopes, palynology.

#### INTRODUCCIÓN

El inicio del Holoceno (11.7ka cal BP) se caracteriza por un aumento de las temperaturas a nivel global en relación con los momentos previos. Sin embargo, las condiciones climáticas relativamente homogéneas durante el Holoceno, se encuentran en realidad caracterizadas por una sucesión de variaciones climáticas de reducida periodicidad, pero con una significativa importancia para las sociedades del pasado. El cambio climático de mayor impacto fue el denominado evento 8.2k, caracterizado por unas condiciones relativamente frías. Un evento que debió tener una cierta incidencia en la región cantábrica (N de Iberia), como así se deduce de los análisis palinológicos (Moreno et al., 2011) o de los estudios realizados en espeleotemas (Rossi et al., 2018; Smith, 2016).

No obstante, todavía es muy escasa la información relativa al impacto de este cambio climático abrupto en el modo de vida y las estrategias de subsistencia de los grupos humanos mesolíticos que habitaron la región cantábrica y las áreas circundantes. Ello está determinado fundamentalmente por el hecho de que la información paleoclimática actualmente disponible procede de yacimientos terrestres no antrópicos, lo que impide realizar una comparación directa entre el evento 8.2k y los posibles efectos de este para las poblaciones humanas. La ausencia de yacimientos

arqueológicos con una alta resolución temporal ha impedido desarrollar investigaciones de este género. Sin embargo, el reciente descubrimiento del conchero mesolítico de El Mazo (Llanes, Asturias) (Fig. 1), con una alta resolución temporal para la totalidad de la secuencia, ofrece un panorama diferente al descrito (Gutiérrez-Zugasti et al., 2018).

Los moluscos forman sus conchas por deposición de carbonato cálcico en equilibrio isotópico con el medio, un aspecto que confiere a las conchas una notable importancia como archivos medioambientales. Así, los isótopos estables de oxígeno ( $\delta^{18}$ O) en conchas marinas son dependientes de la temperatura de la superficie del mar (TSM) y la composición isotópica del oxígeno del agua ( $\delta^{18}O_{agua}).$  En este estudio, se han analizado isotópicamente conchas de la especie Phorcus lineatus (da Costa, 1778) recuperadas en cinco unidades mesolíticas del conchero de El Mazo, Por su parte, los análisis palinológicos vinculados a yacimientos arqueológicos permiten estudiar la evolución de la vegetación en un lugar, así como determinar cuáles y de qué tipo fueron las actividades humanas llevadas a cabo para el periodo cultural considerado. Estos estudios tienen un gran potencial para comprender el ritmo y las perturbaciones climáticas y/o antrópicas dentro de la evolución de los ecosistemas y de las prácticas



culturales (Galop et al., 2004). Por tanto, los objetivos de la investigación aquí presentada son (i) determinar los efectos del evento 8.2k en las condiciones oceanográfica, así como en la vegetación de la región cantábrica, (ii) analizar el impacto de los cambios climáticos en la disponibilidad de determinados recursos costeros e (iii) inferir las relaciones entre las poblaciones humanas y las condiciones medioambientales.

#### MATERIALES Y MÉTODOS

En esta investigación se han analizado un total de 18 especímenes de la especie *P. lineatus* recuperados en cinco unidades estratigráficas (UEs) diferentes a lo largo de la secuencia del conchero (Fig. 1). Todas las unidades consideradas han sido fechadas a partir de dataciones absolutas por <sup>14</sup>C AMS. Las UEs 108 y 107 presentan fechas previas al evento 8.2k. Por el contrario, las UEs 105 y 112 fueron fechadas en torno a este cambio climático abrupto. Por último, la UE 101B se fechó en un momento posterior al 8,000 cal BP. En este estudio se analizaron dos conchas por cada nivel, excepto para el caso particular de la UE 108, donde se muestrearon un total de diez conchas.



Fig. 1: Secuencia arqueológico del conchero mesolítico de El Mazo. Las conchas analizadas isotópicamente en esta investigación se recuperaron de las unidades estratigráficas resaltadas.

Las micro-muestras de carbonato cálcico, necesarias para la realización de los análisis isotópicos, fueron tomadas en la capa interna de aragonito (Gutiérrez-Zugasti et al., 2015). La extracción de las micromuestras se realizó con un taladro de dentista y una broca con punta de diamante de 0,5 mm cada 0,8 mm desde el borde de manera paralela al eje de máximo crecimiento de la concha (Fig. 2). En este estudio se procedió a la extracción de 30 micromuestras en las conchas recuperadas en la UE 108 y un total de 45 en aquellos especímenes procedentes de los cuatro niveles restantes.

Las micro-muestras de carbonato extraídas fueron analizadas mediante un *IRMS Thermo Scientific MAT 253* acoplado a un *Kiel device* de la

Universidad de Michigan (EE.UU.). El error instrumental obtenido se encuentra por debajo de ±0.14‰. Los resultados se expresan como  $\delta^{18}O$  (‰) en relación con el estándar internacional VPDB. Para estimar la TSM (°C) durante el pasado a partir de los valores  $\overline{\delta}^{18}O_{concha}$  se aplicó la ecuación de Kim et al. (2007). El valor  $\overline{a}^{18}O_{agua}$  para el periodo de formación de cada uno de los niveles analizados se estimó a partir del valor  $\delta^{18}O_{agua}$  medio actual en la región cantábrica (0,9‰) y la corrección propuesta por Fairbanks (1989) para cada metro de ascensión marina. La diferencia de altura del mar con respecto a la actualidad se calculó a partir del trabajo de Leorri et al. (2012) para la región cantábrica. No obstante, al tiempo y teniendo en consideración el descenso de los valores  $\delta^{18}O_{agua}$  durante el evento 8.2k, debido al aumento del agua dulce en el Atlántico Norte tras la fusión del casquete polar situado en Norteamérica, se realizó una segunda corrección. Atendiendo a los modelos publicados para la región cantábrica (Hoffman et al., 2012), a los valores  $\delta^{18}O_{agua}$  estimados para las UEs 107, 105 y 112 se les restó -0.4‰.



Fig. 2: Toma de micro-muestras de carbonato cálcico a lo largo del crecimiento de la concha. La micro-muestra correspondiente al borde se toma por la parte interna del labio y las siguientes de manera paralela al eje de máximo crecimiento. DC: Dirección de crecimiento.

El estudio palinológico fue realizado sobre 29 muestras de sedimento. Dichas muestras fueron recogidas de un total de 20 unidades estratigráficas, con el objetivo de cubrir el mayor marco cronológico posible para su posterior interpretación. Un total de 20 g de sedimento de cada muestra fue tratado químicamente siguiendo el método propuesto por Girard y Renault-Miskovsky (1969), consistente en eliminar la porción mineral y de materia orgánica del sedimento mediante el ataque de diferentes ácidos y bases (HCl, NaOH, HF), con el objetivo de extraer el contenido esporopolínico y de microfósiles no polínicos contenidos en las mismas. Este último fue concentrado en una solución de licor denso de Thoulet (Goeury y De Beaulieu, 1979) y el residuo final fue conservado en glicerina. Se contaron un mínimo de 200 granos de polen por cada muestra, excluyendo elementos hidro-higrófilos, Cichorioideae, Aster y Cardueae, por su origen antropogénico y su posible sobrerrepresentación (Bottema, 1975; López Sáez et al., 2003) y los microfósiles no polínicos. Además, se identificaron un número mínimo de 20 taxones por cada muestra. El histograma polínico fue realizado utilizando el software Tilia 2.0 y TGView (Grimm, 1992, 2004).

#### **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**



Los resultados isotópicos sugieren la existencia de unas temperaturas invernales más frías en la base de la secuencia (UE 108: ca. 8.9 ka cal BP) que en el resto del conchero. En las unidades restantes, se observan unas temperaturas invernales más cálidas que las deducidas en la base de la secuencia, especialmente las derivadas de la UE 101B (ca. 7.9 ka cal BP), que incluso son más altas que las actuales. Las conchas recuperadas en las dos unidades fechadas en torno al evento frío 8.2k (UEs 105 y 112) muestran veranos que son ligeramente más fríos que los observados en los niveles superiores e inferiores, al tiempo que el rango de la UE 112 es inferior al documentado en el resto de la secuencia.

De acuerdo con los datos obtenidos a partir del análisis polínico, para los momentos más antiguos de la ocupación del vacimiento se evidencia un entorno vegetal con abundantes y densas masas boscosas, dominadas por formaciones caducifolias (roble, abedul avellano principalmente), v acompañadas de elementos típicos de ambientes ribereños, como el arce, el aliso, el sauce o el olmo. La presencia de nogales, hayas y castaños, aunque de manera escasa, indica su naturaleza relicta desde, al menos, el último máximo glaciar (Uzquiano, 2014, 2018). Sin embargo, entre ca. 8.4k y 8.0 k cal BP (UEs 120-101C) se produce un cambio en las condiciones climáticas reinantes en el área circundante a El Mazo, que inevitablemente afectaron a la vegetación del entorno, y que se asocia, con toda probabilidad, al evento 8.2k (Núñez de la Fuente, 2018). Se produce una reducción del bosque caducifolio y de su cortejo florístico a favor de elementos indicativos de procesos degradativos (retama, brezo, helechos) así como de quercíneas perennifolias y herbáceas y arbustos indicadores de condiciones de una mayor aridez (acebuche, espino cerval). Para ca. 8.0k-7.6k cal BP las condiciones de humedad y termicidad descritas para los primeros momentos de ocupación del yacimiento se recuperan.

La información obtenida en esta investigación sugiere la existencia de un cambio climático en el norte de la península ibérica coincidente con el evento 8.2k. Una conclusión que se encuentra en sintonía con aquellos datos publicados previamente para el sur del Golfo de Bizkaia a partir de indicadores marinos, ya que Mary et al. (2007) señalaron la existencia de un descenso térmico durante esta cronología. De igual modo, los resultados obtenidos son similares a los extraídos previamente para la región cantábrica a partir de vacimientos no antrópicos de origen terrestre, los cuales indicaban un descenso del polen arbóreo y de la humedad (Moreno et al., 2011; Rossi et al., 2018; Smith et al., 2016). Por otro lado, la mayor resolución temporal de los análisis de isótopos de oxígeno en relación con los indicadores aplicados anteriormente, ha permitido determinar el efecto estacional de este evento frío en la región cantábrica, puesto que los datos obtenidos sugieren una mayor reducción de las temperaturas durante los meses de verano.

Al mismo tiempo, la interpretación climática descrita en este estudio también se muestra en sintonía con los resultados preliminares obtenidos a partir del análisis arqueomalacológico desarrollado en El Mazo, los cuales permiten inferir un descenso porcentual de las especies con preferencias climáticas cálidas, al tiempo que aumenta la presencia de *Patella vulgata* Linnaeus, 1758, un taxón característico de climas fríos, durante los niveles fechados durante el evento 8.2k (García-Escárzaga et al., en prensa). Una correlación que pone de manifiesto el impacto de este cambio climático en la evolución de los patrones de explotación del medio marino por parte de los grupos humanos en la región cantábrica.

## CONCLUSIONES

Los resultados isotópicos obtenidos en este estudio permiten deducir que se produjo un descenso de las temperaturas marinas durante la formación de las unidades fechadas en torno al evento 8.2k, siendo esta reducción de temperatura más evidente durante el verano. Al tiempo, los resultados derivados de este estudio también ponen de manifiesto la incidencia del evento 8.2k en la evolución de la disponibilidad de diferentes especies malacológicas en esta área litoral a lo largo del tiempo. Los estudios polínicos llevados a cabo también muestran la incidencia del evento 8.2k sobre la vegetación, reduciéndose sustancialmente el bosque de especies caducifolias, típico de ambientes más templados y húmedos, a favor de un aumento de las herbáceas, características de climas más fríos y áridos y de elementos de entornos degradados. Una vez superado el periodo de estrés producido por este cambio climático abrupto, las comunidades vegetales volvieron al estado de equilibrio inicial previo al evento frío 8.2k, recuperando la diversidad paisajística del bosque mixto de planocaducifolios.

**Agradecimientos:** Este estudio se enmarca dentro de los proyectos HAR2016-75605-R y HAR2017-86262-P, financiados por el MINECO. Durante el desarrollo de este estudio, AGE disfrutó durante la realización de la tesis, de un contrato predoctoral de la Universidad de Cantabria, y en la actualidad disfruta de un contrato posdoctoral del Gobierno Vasco (POS\_2018\_1\_0016).

- Bottema, S. (1975). The interpretation of pollen spectra from prehistoric settlements (with special attention to Liguliflorae). *Palaeohistoria*, 17, 17-35.
- Galop, D., Mazier, F., López-Sáez, J.A., Vannière, B. (2004). Palynologie et histoire des activités humaines en milieu montagnard. Bilan provisoire des recherches et nouvelles orientations méthodologiques sur le versant nord des Pyrénées. Archéologie du Midi Médiéval, 21,159–170.
- García-Escárzaga, A., Gutiérrez-Zugasti, I., Cuenca Solana, D., Cobo, A., González Morales, M.R. Coastal resources exploitation patterns and climatic conditions during the Early Holocene in the Cantabrian region (northern Iberia): preliminary data from the shell midden site of El Mazo. En: *Proceedings of the Ninth International Conference on the Mesolithic in Europe*. British Archaeology Report, Oxford, en prensa.
- Girard, M. y Renault-Miskovsky, J. (1969). Nouvelles techniques de préparation en palynologie appliquées à trois sédiments du Quaternaire final de l'Abri Cornille (Istres, Bouches du Rhône). Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire, 1969 (4), 275-284.



- Goeury, C. y De Beaulieu, J. (1979). À propos de la concentration du pollen à l'aide de la liqueur de Thoulet dans les sédiments minéraux. *Pollen et spores*, 21, 239-251.
- Grimm, E. (1992). *Tilia, version 2.* Springfield. IL 62703. USA. Illinois State Musseum. Research and Collection Center.
- Grimm, E. (2004). *TGView Version 2.0.2.* Illinois State Museum, Springfield.
- Gutiérrez-Zugasti, I., García-Escárzaga, A., Martín-Chivelet, J., González-Morales, M.R. (2015). Determination of sea surface temperatures using oxygen isotope ratios from *Phorcus lineatus* (Da Costa, 1778) in northern Spain: Implications for paleoclimate and archaeological studies. *The Holocene*, 25 (6), 1002-1014.
- Gutiérrez Zugasti, I., Cuenca Solana, D., González Morales, M.R., García Escárzaga, A., Salazar Cañarte, S., Teira, L.C., Agudo Pérez, L. (2018). Intervención Arqueológica en la cueva de El Mazo (Andrín, Llanes). Campañas de 2013, 2014, 2015 y 2016. En: *Excavaciones arqueológicas en Asturias 2013-2016*. Gobierno del Principado de Asturias, Oviedo, 133-142.
- Hoffman, J.S., Carlson, A.E., Winsor, K., Klinkhammer, G.P., LeGrande, A.N., Andrews, J.T., Strasser, J.C. (2012). Linking the 8.2 ka event and its freshwater forcing in the Labrador Sea. *Geophysical Research Letters*, 39 (18).
- Kim, S.T., O'Neil, J.R., Hillaire-Marcel, C., Mucci, A. (2007). Oxygen isotope fractionation between synthetic aragonite and water: Influence of temperature and Mg<sup>2+</sup> concentration. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71 (19), 4704-4715.
- López Sáez, J. A., López García, P. y Burjachs, F. (2003). Arqueopalinología: síntesis crítica. *Polen*, 12, 5-35.
- Mary, Y., Eynaud, F., Colin, C., Rossignol, L., Brocheray, S., Mojtahid, M., Garcia, J., Peral, M., Howa, H., Zaragosi, S., Cremer, M. (2017). Changes in Holocene meridional circulation and poleward Atlantic flow: the Bay of Biscay as a nodal point. *Climate of the Past*, 13 (3), 201-216.
- Moreno, A., López-Merino, L., Leira, M., Marco-Barba, J., González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., López-Sáez, J.A., Santos, L., Mata, P., Ito, E. (2011). Revealing the last 13,500 years of environmental history from the multiproxy record of a mountain lake (Lago Enol, northern Iberian Peninsula). *Journal of Paleolimnology*, 46 (3), 327-349.
- Núñez de la Fuente, S. (2018). Dinámicas socio-ecológicas, resiliencia y vulnerabilidad en un paisaje atlántico montañoso: la región cantábrica durante el holoceno. Tesis Doctoral.
- Rossi, C., Bajo, P., Lozano, R.P., Hellstrom, J. (2018). Younger Dryas to Early Holocene paleoclimate in Cantabria (N Spain): Constraints from speleothem Mg, annual fluorescence banding and stable isotope records. *Quaternary Science Reviews*, 192, 71-85.
- Smith, A.C., Wynn, P.M., Barker, P.A., Leng, M.J., Noble, S.R., Tych, W. (2016). North Atlantic forcing of moisture delivery to Europe throughout the Holocene. *Scientific reports*, 6, 24745.
- Uzquiano, P. (2014). Wood resource exploitation by Cantabrian late Upper Palaeolithic groups (N Spain) regarding MIS 2 vegetation dynamics. *Quaternary International*, 337, 154-162.
- Uzquiano, P. (2018). Vegetation, firewood exploitation and human settlement in northern Spain in relation to Holocene climate and cultural dynamics. *Quaternary International*, 463, 414-424.



# PRESENCIA DE *RUPICAPRA* Y *PLIOMYS* DURANTE EL MIS 4-3 EN ÁREAS GLACIADAS DE LOS PICOS DE EUROPA (NORTE DE ESPAÑA): IMPLICACIONES PALEOAMBIENTALES



D. Ballesteros <sup>(1)</sup>, D. Álvarez-Lao <sup>(2)</sup>, A. Álvarez-Vena <sup>(2)</sup>, J. Sanjurjo <sup>(3)</sup>, P. Valenzuela <sup>(4)</sup>, C. Laplana <sup>(5)</sup>, I. DeFelipe <sup>(6)</sup>, M. Jiménez-Sánchez <sup>(2)</sup>.

(1) UMR 6266 IDEES, University of Rouen-Normandie/CNRS. Mont Saint-Aignan CEDEX. <u>daniel.ballesteros@univ-rouen.fr</u> (2) Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005, Oviedo. <u>dalao@geol.uniovi.es</u>, <u>adrian@picos-europa.com</u>, <u>mjimenez@geol.uniovi.es</u>

(3) University Institute of Geology Isidro Parga Pondal, University of A Coruña. Campus de Elviña s/n, 15011, A Coruña, Spain. jsanjurjo@udc.es

(4) TRAGSATEC S.A. C/Julián Camarillo 6B, 28037, Madrid, Spain. pablo.valenzuela.mendizabal@gmail.com

(5) Museo Arqueológico Regional de la Comunidad de Madrid. Pza. Bernardas s/n, 28801, Alcalá de Henares, Spain.

cesar.laplana@gmail.com

(6) Instituto de Ciencias de la Tierra Jauma Almera (CSIC). c/ Lluís Solé i Sabaris s/n 08028 Barcelona. idefelipe@ictja.csic.es

Abstract (Presence of Rupicapra and Pliomys during MIS 4-3 in glaciated areas from Picos de Europa (North of Spain): paleoenvironmental implications): Geomorphological and paleontological records present in karst caves can complement surficial paleoenvironmental records generally poor preserved in glaciated areas, which are extended above 600-900 m in the Cantabrian Region. For this purpose, we studied the geomorphology of a karst cave in Picos de Europa and searched palaeontological remains in order to provide new paleoenvironmental data of this region. The geomorphological study reveals the presence two allochthonous alluvial sequences dated in 84-65 ka and ~36 ka by OSL. The first sequence includes fragments of dental enamel of cf. Pliomys coronensis, an unusual evidence during MIS 4 in the NW Spain, especially in high areas. Besides, remains of Rupicapra pyrenaica found in the cave were dated in 34-32 cal ka by AMS radiocarbon dating. All these evidences allow us to extend the altitudinal and temporal distribution of these species during the MIS 4-3 in the Cantabrian Region pointing out the occurrence of glacier-free areas during 84-65 and 34-32 ka in mountains areas located at ~1,400 m altitude.

**Palabras clave:** Arvicolinae, área glaciada, paleoambiente, Rupicapra pyrenaica. *Key words*: Arvicolinae, glaciated area, paleoenvironment, Rupicapra pyrenaica.

# INTRODUCCIÓN

En general, los registros paleoambientales pleistocenos están poco preservados en áreas glaciadas. exceptuando evidencias las geomorfológicas registradas en el paisaje. No obstante, en zonas calcáreas, en el interior de cuevas kársticas pueden conservarse interesantes registros geomorfológicos y sedimentarios con información paleoambiental. Este es el caso de la Cordillera Cantábrica, en la cual los glaciares llegaron a descender hasta los 600-900 m (ver Serrano et al., 2016). Durante el Pleistoceno Superior, la extensión de los glaciares varió significativamente con avances conocidos de sus frentes hace 114, 56 y 45-36 ka, seguidos de una retirada generalizada hasta el avance ocurrido hace 25/23-19/18 ka (Rodríguez-Rodríguez et al., 2016; Serrano et al., 2016). No obstante, la extensión de los glaciares entre estos máximos locales continúa siendo desconocida a pesar de ser un factor clave que condicionó la dispersión de fauna y grupos de humanos en la Región Cantábrica durante el Último Ciclo Glaciar (Serrano et al., 2015).

En el Oriente de Asturias, la ejecución de proyectos de investigación y de estudios exploratorios en colaboración con equipos espeleológicos en cuevas kársticas ha conducido al hallazgo de faunas indicadoras de paleoambientes, así como de secuencias sedimentarias relacionadas con la evolución del relieve. El estudio combinado de estos registros paleontológicos y geomorfológicos está revelando información paleoambiental útil a la hora de profundizar en el conocimiento sobre determinados momentos de los Estadios Isotópicos Marinos (MIS) 4-3, fundamentalmente en áreas costeras (Álvarez-Lao et al., 2015; Ballesteros et al., 2017a).

Tras el desarrollo de estudios geomorfológicos en cuevas de los Picos de Europa, hemos explorado la potencialidad de los registros paleontológicos preservados en cavidades situadas en las áreas glaciadas. Los primeros resultados están centrados en la Cueva'l Hayéu'l Osu, en la que se centra este trabajo, cuyo objetivo es el estudio de la fauna encontrada y la definición de su contexto geomorfológico y cronológico para aportar información novedosa a la evolución paleoambiental de las áreas glaciadas de la Cordillera Cantábrica.

#### SITUACIÓN

La Cueva'l Hayéu'l Osu está situada a 1 km al sur de los Lagos de Covadonga, en el Macizo Occidental de los Picos de Europa (Norte de España; Fig. 1). Estas montañas representan un referente internacional en glaciarismo y karst (Ruiz-Fernández et al., 2016; Ballesteros et al., 2019). La cueva, de trazado NO-SE, presenta actualmente tres entradas reconocibles situadas entre 1.265 y 1.356 m de altitud.

Los Lagos de Covadonga constituyen una localidad de referencia para los estudios de glaciarismo y paleoambiente de la Región Cantábrica. En dicha



localidad, se reconoció sedimentación endokárstica asociada a glaciares hace 109-95 ka (Ballesteros et al., 2017b) y se identificó un avance glaciar hasta los ~900 m de altitud hace  $45 \pm 3$  ka (Jiménez-Sánchez et al., 2013), seguido de la retirada de los frentes glaciares iniciada hace >38 ka, con el dominio de condiciones abiertas y frías hasta los 26 ka (Moreno et al., 2010; Nieuwendam et al., 2015).

#### **METODOLOGÍA**

La metodología de trabajo comprende: (i) el levantamiento topográfico y la cartografía geomorfológica de la Cueva'l Hayéu'l Osu, (ii) el análisis estratigráfico de los depósitos terrígenos y la datación de 5 muestras mediante luminiscencia óptica estimulada (OSL; Universidade da Coruña); (iii) la recuperación, identificación y datación de dos muestras mediante radiocarbono (DirectAMS, USA) de restos de macromamíferos; y (iv) el cribado de ~90 kg de sedimentos terrígenos mediante dos tamices con 2 y 0,5 mm de luz de malla para la prospección de micromamíferos, cuyos restos fueron identificados mediante una lupa binocular.

# RESULTADOS

La Cueva'l Hayéu'l Osu es una cavidad kárstica de 3,4 km de longitud y 226 m de profundidad formada por cañones y pozos vadosos y conductos freáticos/epifreáticos relictos modificados por incisión fluvial (Fig. 1). Estos conductos freáticos/epifreáticos constituyen 4 niveles de cueva ubicados respectivamente a 1.300, 1.260, 1.190 y 1.150 m de altitud.

En el NO de la cueva, destaca la existencia de depósitos fluviales alóctonos (Fig. 1), los cuales están formados por cantos subredondeados a subangulosos de calizas, rocas ígneas, areniscas y bauxitas, y arenas de carbonato y cuarzo con

presencia de materia orgánica. Estos depósitos constituyen terrazas fluviales situadas hasta 5 m sobre el cauce fluvial actual, y con escarpes erosivos de hasta dos metros de alto. De acuerdo con las dataciones OSL, estos depósitos se organizan en dos secuencias depositadas hace 84-65 ka y ~36 ka BP.

En uno de estos depósitos fluviales, datado en 70-65 ka, se han encontrado 2 fragmentos de esmalte dental de arvicolinos. En uno de ellos, la morfología curvada del esmalte en la parte basal del molar indica que se trata de un arvicolino con raíces dentales, probablemente cf. *Pliomys coronensis* (*=Pliomys lenki*) cuya presencia es coherente con el contexto cronológico y ambiental del registro (Cuenca-Bescós et al., 2010).

Sobre otro de los depósitos fluviales se ha reconocido una escápula casi completa de *Rupicapra pyrenaica* (rebeco), datada en 32 cal ka. Este fragmento no presenta evidencias de haber sufrido transporte por arrastre ni acumulación por carnívoros o humanos.

Finalmente, en la parte sur de la cueva, a 50 m de profundidad de la superficie (Fig. 1), se encontraron 91 restos óseos de al menos 2 rebecos adultos y uno joven sobre un depósito de cantos calizos angulosos generados por desprendimientos rocosos. Estos restos, datados en 34 cal ka BP, no presentan indicios de haber sido transportados por arrastre ni acumulación por carnívoros o por humanos

#### IMPLICACIONES PALEOAMBIENTALES

El contexto geomorfológico de la Cueva'l Hayéu'l Osu, junto con el carácter alóctono de sus depósitos fluviales y el grado de redondez de sus clastos indican que dichos sedimentos proceden de la



erosión de depósitos superficiales situados sobre el karst. El origen de estos sedimentos localizados en la superficie del karst está en la erosión glaciar de la parte alta del Macizo Occidental de los Picos de Europa. El completo bleaching de la señal de OSL en los granos de cuarzo por exposición a la radiación solar y el contenido en micromamíferos apuntan a que dichos sedimentos pudieran corresponderse con till o depósitos fluvioglaciares relictos que han permanecido cierto tiempo expuestos en superficie. La posterior erosión de estos depósitos superficiales produjo su entrada en la cueva objeto de estudio transportando los restos de micromamíferos hallados. Todo ello indica que hace 84-65 ka el de los Lagos de Covadonga entorno se la presencia de depósitos caracterizaba por superficiales (probablemente fluvioglaciares) y áreas de roquedo libres de glaciares, cuyos hipotéticos frentes deberían situarse por encima de la altitud de la cueva (~1,350 m). El hallazgo de cf. P. coronensis sugiere la presencia de dicha especie en zonas de alta montaña de la Región Cantábrica durante algunos momentos del MIS 4. En las áreas bajas de esta región, ya está ampliamente documentada la existencia P. coronensis durante este MIS (Sesé, 2005; Cuenca-Bescós et al., 2010).

Por su posición en la cavidad, la entrada de rebecos en la Cueva'l Hayéu'l Osu se produjo por su caída accidental a través de conductos kársticos diferentes a las entradas actuales. Estos rebecos debieron de habitar el entorno de la cueva, situado a más de 1.000 m por encima de los yacimientos de rebecos documentados para el MIS 3 (Uzquiano et al., 2012; Álvarez-Lao, 2015). Su presencia en la cueva de estudio evidencia el desarrollo de áreas de roquedo libres de hielo glaciar a ~1.300 m de altitud en el norte del Macizo Occidental de los Picos de Europa hace 34-32 ka. Por tanto, tras el máximo local glaciar acontecido hace 45 ka, se produjo una retirada de los frentes glaciares que se situaron por encima de los 1.350 m de altitud antes de 34 ka.

## CONCLUSIONES

Las principales conclusiones de este trabajo se resumen en tres puntos:

1) ΕI estudio combinado de registros geomorfológicos y paleontológicos preservados en cuevas kársticas permite extender la distribución temporal y altitudinal de cf. P. coronensis y R. pyrenaica a zonas montañosas de la Región 4-3, Cantábrica durante el MIS aportando información paleoambiental novedosa de áreas glaciadas.

2) Los depósitos fluviales de la Cueva'l Hayéu'l Osu y la presencia de cf. *P. coronensis* sugieren el desarrollo de áreas libres de hielo glaciar a ~1.300 m de altitud en el NO de los Picos de Europa hace 84-65 ka.

3) El hallazgo de *R. pyrenaica* en la cueva de estudio evidencia la presencia de áreas de roquedo situadas a ~1.300 m de altitud hace 34-32 ka, que han sido abandonadas por los glaciares tras el máximo local ocurrido hace ~45 ka. **Agradecimientos:** Este trabajo ha sido financiado por el Consorcio Interautonómico del Parque Nacional de los Picos de Europa (proyecto FUO-300-17). Agradecemos la ayuda prestada por el Grupo Espeleológico Polifemo (Oviedo), GES Montañeiros Celtas (Vigo) y el Grupo de Espeleología Diañu Burlón (Corvera de Asturias).

- Álvarez-Lao. D.J. 2014. The Jou Puerta cave (Asturias, NW Spain): A MIS 3 large mammal assemblage with mixture of cold and temperate elements. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 393, 1–19.
- Álvarez-Lao, D.J., Ruiz-Zapata, M., Gil-García, M., Ballesteros, D., Jiménez-Sánchez, M. (2015). Palaeoenvironmental research at Rexidora Cave: new evidence of cold and dry conditions in NW Iberia during MIS 3. Quaternary International, 379, 35-46.
- Ballesteros, D., Rodríguez-Rodríguez, L., González-Lemos, S., Giralt, S., Álvarez-Lao, D. J., Adrados, L., Jiménez-Sánchez, M. (2017). New evidence of sea level lowstands and paleoenvironment during MIS 6 and 4 in the Cantabrian coastal karst: the Cobiheru cave (North Iberia). *Earth Surface Processes and Landforms*, 42, 1704-1716.
- Ballesteros, D., Jiménez-Sánchez, M., Giralt, S., DeFelipe, I., García-Sansegundo, J. (2017b). Glacial origin for cave rhythmite during MIS 5d-c in a glaciokarst landscape, Picos de Europa (Spain). *Geomorphology*, 286, 68-77.
- Ballesteros, D., Giralt, S., García-Sansegundo, Jiménez-Sánchez, M. (2019). Quaternary regional evolution based on karst cave geomorphology in Picos de Europa (Atlantic Margin of the Iberian Peninsula). *Geomorphology*, 336, 133-151.
- Cuenca-Bescós, G., Straus, L. G., García-Pimienta, J. C., González Morales, M.R., López-García, J.M. (2010). Late Quaternary small mammal turnover in the Cantabrian Region: The extintion of Pliomys lenki (Rodentia, Mammalia). *Quaternary International*, 212, 129-136.
- Jiménez-Sánchez, M., Farias, P. (2002). New radiometric and geomorphologic evidences of a last glacial maximum older than 18 ka in SW European Mountains: the example of Redes Natural Park (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Geodinamica Acta*, 15, 93-101.
- Jiménez-Sánchez, M., Rodríguez-Rodríguez, L., García-Ruiz, J.M., Domínguez-Cuesta, M.J., Farias, P., Valero-Garcés, B., Moreno, A., Rico, M., Valcárcel, M. (2013). A review of glacial geomorphology and chronology in northern Spain: Timing and regional variability during the last glacial cycle. *Geomorphology*, 196, 50–64.
- Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Mata, M., Navas, A., González-Sampériz, P., Stoll, H., Farias, P., Morello, M., Corella, J., Rico, M., 2010. The last deglaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains). *Journal of Quaternary Science*, 25, 1076–1091.
- Nieuwendam, A., Ruiz-Fernández, J., Oliva, M., Lopez, V., Cruces, A., Freitas, M.C. (2015). Postglacial landscape changes and cryogenic processes in Picos de Europa (northern Spain) reconstructed from geomorphological mapping and microstructures on quartz grains. *Permafrost and Periglacial Processes*, 27, 96–108.
- Rodríguez-Rodríguez, L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Rinterknecht, V., Pallàs, R., Bourlès, D. (2016). Chronology of glaciations in the Cantabrian Mountains (NW Iberia) during the Last Glacial Cycle based on in situ-produced 10Be. *Quaternary Science Reviwes*, 138, 31–48.
- Ruiz-Fernández, J., Oliva, M., Cruces, A., Lopes, V., Freitas, M. da C., Andrade, C., García-Hernández, C., López-Sáez, J.A., Geraldes, M. (2016). Environmental evolution in the Picos de Europa (Cantabrian Mountains, SW Europe) since the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviwes*, 138, 87–104.



- Serrano, E., Gómez-Lende, M., M.J., González-Amuchastegui, González-García, M., González-Trueba, J.J., Pellitero, R., Rico, I. (2015). Glacial chronology, environmental changes and implications for human occupation during the upper Pleistocene in the eastern Cantabrian Mountains. *Quaternary International*, 364, 22-34.
- Serrano, E., González-Trueba, J.J., Pellitero, R., Gómez-Lende, M. (2016). Quaternary glacial history of the Cantabrian Mountains of northern Spain: a new synthesis. En: *Quaternary Glaciation in the Mediterranean Mountains* (P.D. Hughes, J.C. Woodward, Eds.). Geological Society of London, London (UK), 55-85.
- Sesé, C. (2005). Aportación de los micromamíferos al nocimiento paleoambiental del Pleistoceno Superior de la Región Cantábrica: Nuevos datos y síntesis. En: *Neandertales Cantábricos, estado de la cuestión* (R. Montes Barquín, J.A. Lasheras Corruchaga, Eds.). Monografías del Museo Nacional y Centro de Investigación de Altamira 20, 167–200.
- Uzquiano, P., Yravedra, J., Ruiz Zapata, B., Gil Garcia, M.J., Sesé, C., Baena, J. (2012). Human behaviour and adaptations to MIS 3 environmental trends. *Quaternary international*, 252, 82-89.



# UNDERSTANDING LATE GLACIAL PALAEOENVIRONMENTS, ECOLOGIES AND ADAPTABILITY IN THE CANTABRIAN REGION: NEW ISOTOPIC EVIDENCE FROM LA RIERA CAVE (ASTURIAS)



J.R. Jones<sup>(1)</sup>, M.P. Richards<sup>(2)</sup>, L.G. Straus<sup>(3)</sup>, A. B. Marín Arroyo<sup>(1,4)</sup>

(1) Grupo de Bioarqueología y Paleoclima, Instituto Internacional de Investigaciones Prehistóricas de Cantabria (Universidad de Cantabria). Edificio Interfacultativo, Av. de los Castros, s/n, 39005 Santander, Cantabria.

(2) Department of Archaeology, Simon Fraser University, Burnaby, British Columbia, Canada

(3) Department of Anthropology, MSC01 1040, University of New Mexico, Albuquerque, New Mexico, United States of America (4) Leverhulme Centre for Evolutionary Studies, Department of Archaeology, University of Cambridge, Cambridge, United Kingdom

Medioambiente, ecología y adaptabilidad durante el período glaciar tardío en la región cantábrica: Nuevos resultados de isótopos estables en la cueva de La Riera (Asturias): Esta investigación reconstruye las condiciones ambientales durante el Paleolítico Superior, entre 22-6.5kyr BP en el yacimiento de La Riera (Asturias). El análisis de isótopos estables del colágeno óseo se usa junto con otros proxies ambientales para comprender las condiciones locales experimentadas durante este período. Durante el Último Glacial Máximo, cuando las condiciones eran muy frías, se observó que la cabra cambiaba su nicho habitacional siendo un importante recurso alimenticio para los cazadores prehistóricos. Las mejoras en las condiciones ambientales del Magdaleniense, y la disponibilidad constante de recursos pudo haber contribuido al aumento de la población en ese momento. Se observa un amplio rango de valores isotópicos en el Asturiense, lo que sugiere que los animales fueron cazados en áreas más grandes, con gran presencia de animales juveniles con mayor cantidad de especies marinas. Estos cambios en la dieta pueden deberse al aumento de la presión de la población y no al cambio medioambiental.

*Key words:* isotopic analysis, Cantabrian Region, Last Glacial Maximum, Palaeoenvironments **Palabras clave:** Análisis isotópico, Región Cantábrica, último máximo glacial, paleoambientes

#### INTRODUCTION

During the Last Glacial Maximum (c.24kyr), large ice sheets covered much of Northern Europe, pushing populations further South, where less severe conditions facilitated the survival of plant and animal species. Currently little is known about the environmental conditions experienced by humans and animals occupying these regions, and how they were able to adapt and to survive.

One of these areas that was consistently inhabited during the Upper Palaeolithic is the Cantabrian Region of Northern Spain, which was a genetic refuge for humans (Achilli et al., 2004), red deer (Meiri et al., 2013 and salmon (Consuegra et al., 2002). From the LGM to the Mesolithic several key changes are seen throughout this time including a dramatic increase in population as seen by a greater number of archaeological sites (including cave art representation), and dietary diversification at the end of the Upper Palaeolithic that eventually led to the origins of agriculture in the region.

The aims of this research were to characterise how wider climatic events were expressed locally, within the vicinity of intensively occupied archaeological sites to understand how they impacted on the demographic, cultural, and economic changes happened throughout this time.

Bone collagen  $\delta^{13}$ C and  $\delta^{15}$ N analysis of bones with evidence of anthropogenic manipulation can be used as a proxy for reconstructing palaeoenvironments and palaeoclimates (Richards and Hedges, 2003) Analysing animal bones with evidence of anthropogenic manipulation can inform on The technique has previously been successfully applied to European Palaeolithic contexts (Bocherens et al., 2014; Britton et al., 2012, Jones et al., 2019; 2018).

#### BACKGROUND

Within the Cantabrian Region, the site of La Riera (Posada de Llanes, Asturias, 43.423004 N, 4.850636 W) is an ideal location to explore how climatic conditions were expressed locally, and how human and animal populations coped with changes that they experienced. La Riera lies at modern day sea level, on a south-facing low ridge, around 2km from the modern shoreline. The site has a rich chronology ranging from the Solutrean to the Asturian (22kyr-6.5kyr) and was repeatedly visited by human populations throughout this time (Straus and Clark, 1986). La Riera is one of the most extensively studied sites in the Cantabrian region, containing rich environmental records, including large assemblages of faunal remains (Altuna 1986), making it an ideal location to study how climate was expressed locally using proxies from the archaeological record.

#### METHODOLOGY

Bone collagen analysis of red deer (*Cervus elaphus*) and Spanish ibex (*Capra pyrenaica*), the most commonly consumed species (Altuna, 1986) was undertaken to reconstruct environmental conditions experienced by humans, and animal populations living in the vicinity of La Riera.

In total 128 specimens were analysed (72 red deer and 56 ibex) were analysed for  $\delta^{13}C$  and  $\delta^{15}N$  analysis of bone collagen. Bone specimens were



prepared and analysed at the University of British Columbia Stable Isotope facility. Samples were cleaned using abrasion, before demineralisation in 0.5M HCL at 6-8 °C for between 3-10 days. They were then washed, before gelatinisation in pH3 HCL at 70 °C for 48 hours. Samples were filtered using 5– 8 µm Ezee® filters, before being ultra-filtered to separate out the larger, better preserved >30ka collagen chains. Specimens were analysed in duplicate, using a Delta XP mass spectrometer coupled to a Flash EA 2112 elemental analyser. The  $\delta^{13}$ C values and  $\delta^{15}$ N values are reported relative to the V-PDB and AIR standards.

Results are compared alongside wider environmental proxies including: pollen (Leroi-Gourhan, 1986), macro- and micro- fauna (Altuna, 1986) from La Riera, and wider regional records including:  $\overline{\delta}^{18}$ O records from El Pindal cave (Moreno et al., 2010), temperature reconstructions based on Ca precipitation at Lake Enol (Moreno et al., 2014) and ostracod evidence from the Basque continental shelf (Martínez-García et al., 2015). These are then compared to wider climatic trends as seen from the NGRIP records (Rasmussen et al., 2006).

#### RESULTS

During the Solutrean at the site the ibex have lower  $\delta^{15}N$  values relative to the red deer, suggesting niche partitioning of the two species. Larger quantities of ericaceous plants are also seen at this time, and Ibex are exploited in larger quantities.

During the Middle-Upper Magdalenian the ibex  $\delta^{15}N$  values increase and the two species show isotopically similar values, which remains stable throughout this period, suggesting an environmental amelioration.

Later in the Upper Magdalenian there is an increase in  $\delta^{13}C$  values, which suggests colder conditions, and corresponds with the presence of reindeer in the zooarchaeological record.

During the Azilian a dramatic decrease in  $\delta^{13}$ C values is seen, which suggests wetter and warmer environmental conditions associated with the onset of the Holocene, and an increase in more temperate faunal species such as wild boar (*Sus scrofa*) and roe deer (*Capreolus capreolus*) is seen.

At the end of the sequence in the Asturian, there is a much larger range in both  $\delta^{13}C$  and  $\delta^{15}N$  values seen, and the faunal record includes marine shells forming the 'conchero' that caps the site prior to infilling.

#### DISCUSSION

The niche partitioning of the Spanish ibex in the Solutrean in the peak of the Last Glacial Maximum suggests the environmental conditions were colder. These colder conditions, and associated increase in *Ericaceous* plants appears to have impacted on the feeding behaviour of the Spanish ibex, pushing them into another niche. Despite these hostile conditions the ibex were able to adapt their feeding behaviour and survive, and were readily available for humans to hunt (Altuna, 1986), and were indeed exploited in

larger proportions during this time. The variety of environments offered by the region even during times of hardship enabled ibex to adapt their niches and survive, causing them to be an important, and predictable prey source for humans at this time. Reliability of resurces could explain the persistent occupation of humans in the region during these climatically challenging times.

Following the Solutrean climatic amelioration is observed and niche partitioning of the two species has ended. There is a consistency in the  $\delta^{13}$ C and  $\delta^{15}$ N values seen throughout this time. This is a period of time where large increases in the number of sites is seen, indicative of a rise in population in the region (Straus, 2000). This may be linked to the milder conditions, and predictably reliable animal resources being available, and may explain the popularity of the Cantabrian Region.

The shift towards lower  $\delta^{13}$ C values during the Azilian reflect suggest wetter and warmer environmental conditions associated with the onset of the Holocene. The wetter Holocene conditions were reflected in  $\delta^{13}$ C values observed elsewhere in the Cantabrian Region (Stevens et al., 2014), and wider European trends (Richards and Hedges, 2003).

The larger ranges in  $\delta^{13}C$  and  $\delta^{15}N$  values seen during the Asturian suggests animals were being procured from a much larger geographical area. This could suggest that humans were hunting over larger areas. More intensive exploitation of animal carcasses is also seen at this time, alongside intensive exploitation of juvenile animals, indicative of increased pressure on resources (Marín Arroyo, 2009; Mateos Cachorro, 2002; Altuna, 1986). Marine species (e.g. shellfish, marine mammals, fish), are also present in large quantities at this time in La Riera (Altuna, 1986; Ortea, 1986), and across the Cantabrian Region, and specialised technologies were developed for exploiting aquatic species. The increased hunting ranges observed alongside the dietary diversification appears to be a response to increased population sizes, rather than environmental pressures, reflecting patterns observed within wider Europe at this time.

# CONCLUSIONS

Bone collagen  $\delta^{13}$ C and  $\delta^{15}$ N values analysed from the archaeological sequence at La Riera, dating from the Solutrean to the Asturian show how environmental conditions changed in the Cantabrian Region throughout the Late Upper Palaeolithic. The animals, and humans occupying La Riera showed the capacity for adapting to new conditions, not only surviving, but thriving during the hostile conditions of the LGM, demonstrating resilience.

The stability and predictability in resources during the Late Glacial in the Cantabrian Region may explain the popularity of the region during the Magdalenian, leading to increased population sizes, leading to greater diversification in resources consumed, and increased hunting ranges. By characterising the environmental conditions offered by the Cantabrian Region during the Lage Glacial it is possible to understand the dynamic interactions that humans



and animals had with the environments that they encountered, and how they adapted to the conditions that they faced.

Acknowledgements: This research was funded by a Marie Curie Individual Fellowship grant awarded to JRJ (H2020-MSCA-IF-2014-656122). JRJ currently holds a Juan de la Cierva incorporación grant (IJCI-2017-33689). ABMA was supported by a Marie Curie Career Integration Grant (FP7-PEOPLE-2012-CIG-322112), the Spanish Ministry of Economy and Competitiveness (HAR2012-33956 and Ramon y Cajal-2011- 00695) and Santander Talent Attraction for Research (STAR-1). New radiocarbon dates obtained by LGS were kindly financed by the Stone Age Research Fund (University of New Mexico), J. and R. Auel principal donors. L. Agudo Pérez provided technical assistance Many thanks to C. Garcia de Castro at the Museum of Asturias for facilitating access to their collections. Special thanks to R. Macdonald and M. Wong (University of British Columbia) for their laboratory and technical assistance.

#### REFERENCES

- Achilli, A.; Rengo, C.; Magri, C.; Battaglia, V.; Olivieri, A.; Scozzari, R.; Cruciani, F.; Zeviani, M.; Briem, E.; Carelli, V.; Moral, P. (2004) The molecular dissection of mtDNA haplogroup H confirms that the Franco-Cantabrian glacial refuge was a major source for the European gene pool. *American Journal of Human Genetics* 75 (5), 910-918.
- Altuna, J. (1986). The mammalian faunas from the prehistoric site of La Riera: stone age hunter-gatherer adaptations in northern Spain. In La Riera Cave: stone age hunter-gatherer adaptations in northern Spain (L. Straus and G. Clark eds.). Arizona State University, Tempe, 237-84.
- Bocherens, H.; Drucker, D.G.; Madelaine, S. (2014) Evidence for a 15N positive excursion in terrestrial foodwebs at the Middle to Upper Palaeolithic transition in south-western France: Implications for early modern human palaeodiet and palaeoenvironment. *Journal of Human Evolution*, 69, 31-43.
- Britton, K.H.; Gaudzinski-Windheuser, S.; Roebroeks, W.; Kindler, L.; Richards, M.P. (2012) Stable isotope analysis of well-preserved 120,000-year-old herbivore bone collagen from the Middle Palaeolithic site of Neumark-Nord 2, Germany reveals niche separation between bovids and equids *Palaeogeography*, *Palaeoclimatology*. *Palaeoecology*, 333–334, 168-177.
- Consuegra, S.; De Leániz, C.G.; Serdio, A.; Morales, M.G.; Straus, L.G.; Knox, D. and Verspoor, E., (2002) Mitochondrial DNA variation in Pleistocene and modern Atlantic salmon from the Iberian glacial refugium. *Molecular ecology*, 11 (10), 2037-2048.
- Jones, J.R.; Richards, M.P.; Reade, H.; de Quirós, F.B.; Marín-Arroyo, A.B., (2019) Multi-Isotope investigations

of ungulate bones and teeth from El Castillo and Covalejos caves (Cantabria, Spain): Implications for paleoenvironment reconstructions across the Middle-Upper Palaeolithic transition. *Journal of Archaeological Science: Reports*, 23, 1029-1042.

- Jones, J.R.; Richards, M.P.; Straus, L.G.; Reade, H.; Altuna, J.; Mariezkurrena, K.; Marín-Arroyo, A.B. (2018) Changing environments during the Middle-Upper Palaeolithic transition in the eastern Cantabrian Region (Spain): direct evidence from stable isotope studies on ungulate bones. *Scientific Reports*, 8 (1): 14842.
- Mateos Cachorro, A., (2002) Apuntes sobre estacionalidad y subsistencia de los grupos humanos del Cantábrico Occidental en torno al 13000 BP. *Trabajos de* prehistoria, 59 (2), 27-41.
- Marín-Arroyo, A. (2009) Economic adaptations during the Late Glacial in northern Spain: a simulation approach. Before Farming, (2), 1-18.
- Martínez-García, B.; Rodríguez-Lázaro, J.; Pascual, A.; Mendicoa, J., (2015) The "Northern guests" and other palaeoclimatic ostracod proxies in the late Quaternary of the Basque Basin (S Bay of Biscay). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 419, 100-114.
- Moreno, A.; Svensson, A.; Brooks, S.J.; Connor, S.; Engels, S.; Fletcher, W.; Genty, D.; Heiri, O.; Labuhn, I.; Perşoiu, A.; Peyron, O., (2014) A compilation of Western European terrestrial records 60–8 ka BP: towards an understanding of latitudinal climatic gradients. *Quaternary Science Reviews*, 106, 167-185.
- Ortea. J. A. (1986) The malacology of La Riera Cave. In *La Riera Cave*, (L. Straus and G. Clark eds.) Anthropological Research Papers 36, Tempe, 289-298.
- Rasmussen, S. O.; Andersen, K. K.; Svensson, A. M.; Steffensen, J. P.; Vinther, B.; Clausen, H. B.; Siggaard-Andersen, M.-L.; Johnsen, S. J.; Larsen, L. B., DahlJensen, D.; Bigler, M.; Röthlisberger, R.; Fischer, H.; Goto-Azuma, K.; Hansson, M., Ruth, U.(2006). A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research*, 111, 6102.
- Richards, M.P.; Hedges, R.E.M. (2003) Variations in bone collagen δ<sup>13</sup>C and δ<sup>15</sup>N values of fauna from Northwest Europe over the last 40,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 193, 261-267.
   Stevens, R.E.; Hermoso-Buxán, X.L.; Marín-Arroyo, A.B.;
- Stevens, R.E.; Hermoso-Buxán, X.L.; Marín-Arroyo, A.B.; González-Morales, M.R.; Straus, L.G. (2014) Investigation of Late Pleistocene and Early Holocene palaeoenvironmental change at El Mirón cave (Cantabria, Spain): Insights from carbon and nitrogen isotope analyses of red deer. *Palaeogeography*, *Palaeoclimatology*, *Palaeoecology*, 414, 46-60.
- Straus, L.G.; Clark, G.A. (eds.) (1986) La Riera Cave: stone age hunter-gatherer adaptations in northern Spain. Arizona State University, Tempe, 499 pp.
- Straus, L. G.; Bicho, N.; Winegardner, A. (2000) The Upper Paleolithic settlement of Iberia: first maps. *Antiquity*, 71, 553-566.



# AVANCES EN EL ESTUDIO DE LA ARQUITECTURA ESTRATIGRÁFICA Y FORMACIÓN DE LAS TERRAZAS FLUVIALES DE LOS VALLES CANTÁBRICOS



E. Iriarte<sup>(1,2)</sup>, M. del Val<sup>(2,6)</sup>, M. Arriolabengoa<sup>(2,3)</sup>, Álvarez, I.<sup>(4)</sup>, P. Bilbao<sup>(2,3)</sup>, A. Aranburu<sup>(2,3)</sup>

- (1) Laboratorio de Evolución Humana, Dpto. de Historia, Geografía y Comunicación, Universidad de Burgos. Plaza Misael Bañuelos s/n, Edificio de I+D+i. 09001-Burgos. eiriarte@ubu.es
- (2) Sociedad de Ciencias Aranzadi-Aranzadi Zientzia Elkartea. Zorroagaina, 11. 20014-Donostia-San Sebastián.
- (3) Dpto. Mineralogía y Petrología. Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco (UPV/EHU). Bº Sarriena s/n, 48940-Leioa. <u>arantza.aranburu@ehu.eus</u>; <u>martin.arriolabengoa@ehu.eus</u>; <u>peru.bilbao@ehu.eus</u>
- (4) Dpto. Expresión Gráfica y Proyectos de Ingeniería. Escuela de Ingeniería de Bilbao, Universidad del País Vasco (UPV/EHU), c/ Pitxitxi 2, 48013-Bilbao. irantzu.alvarez@ehu.eus
- (5) Dpto. Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco (UPV/EHU). Bº Sarriena s/n, 48940-Leioa. <u>arantxa.bodego@ehu.eus</u>
- (6) CENIEH. Paseo Sierra de Atapuerca, 3. 09002-Burgos.

Abstract (Advancing in the study of stratigraphical architecture and formation processes of fluvial terraces from the Cantabrian valleys): The Quaternary geomorphological evolution of the fluvial valleys of the Cantabrian Margin is not well known. However, recent advances in dating techniques and obtaining high resolution topography have allowed qualitative advances in its knowledge. This work aims to reflect the state of the art in the framework of the investigation of the Cantabrian fluvial systems. The analysis of the high-resolution topographic data of river basins from Gipuzkoa, Bizkaia and Cantabria provinces has allowed us to identify a common record of potential terrace levels (NTPs) which denotes the presence of a common stratigraphic architecture. That stratigraphic architecture shows differences in the altitudinal distribution of the NTPs, indicating the presence of variations in the palaeoclimatic and/or tectonic processes that controlled the common evolution of the Cantabrian Margin fluvial basins.

Palabras clave: Terrazas fluviales, estratigrafía, valles fluviales, Margen Cantábrico Key words: Fluvial terraces, stratigraphy, fluvial valleys, Cantabrian Margin

# INTRODUCCIÓN

La geomorfología de los valles fluviales del margen cantábrico, así como su evolución a lo largo del Cuaternario, no es muy conocida. Apenas hay trabajos de referencia publicados con relación a la caracterización de las distintas series de terrazas y su cronología en los distintos valles fluviales (Mary, 1983; del Val et al., 2015). Este hecho está en parte relacionado a la dificultad de su estudio dado el escaso número y mala calidad de los afloramientos, así como al carácter altamente erosivo de los sistemas fluviales cantábricos, que poseen, en general, un escaso desarrollo de terrazas.

No obstante, en los últimos años, nuevos avances metodológicos y en las técnicas analíticas relacionadas con la obtención de datos topográficos de alta resolución (p.ej. LiDAR) y la aplicación de nuevas técnicas de datación radiométricas (p.ej. ESR) han permitido avances cualitativos en el conocimiento y comprensión de los valles fluviales cantábricos (Val et al., 2015, 2019). Estos avances permiten plantear la discusión entorno a las características y procesos evolutivos que controlaron la formación y evolución de los valles fluviales a mayor escala, siendo éste el objeto de la presente comunicación.

#### **METODOLOGÍA**

El presente trabajo se basa en el análisis de los datos topográficos de alta resolución (resolución

centimétrica) derivados de los datos LiDAR de las cuencas fluviales de las provincias de Gipuzkoa, Bizkaia y Cantabria. Éstos han sido obtenidos de los servidores de información geográfica del Gobierno Vasco y el Gobierno de Cantabria, y han sido analizados mediante distintas rutinas diseñadas e implementadas en un sistema de información geográfica (ArcGIS) para la obtención de áreas de terrazas potenciales (del Val et al., 2015) (Fig. 1).

Al mismo tiempo, este análisis permite también obtener la posible distribución altitudinal (respecto al cauce actual) de los niveles de terrazas potenciales identificados, que es, en general, corroborada después mediante el trabajo de campo; haciendo que sean un buen instrumento para la caracterización preliminar de la arquitectura estratigráfica de las terrazas de los valles fluviales.

#### RESULTADOS

Los principales resultados obtenidos para cada una de las cuencas fluviales estudiadas consisten en una cartografía de las distintas áreas de terrazas potenciales y su distribución altitudinal, lo que permite construir un perfil longitudinal de las distintas cuencas fluviales con la distribución de los distintos niveles de terraza potencial (NTP) a lo largo del canal principal (Fig. 2). De la integración de los distintos NTPs obtenidos para las cuencas fluviales analizadas (Fig. 3) se observa que, en general, presentan una distribución similar, es decir,



presentan una arquitectura estratigráfica común, al menos *a priori*. Así se identifican una serie de NTPs coincidentes en prácticamente todas las cuencas que se distribuyen alrededor de cotas a 5, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 120 y 160 metros (± 3 m alrededor de cada cota) por encima del cauce actual (Fig. 3). Cabe resaltar que estos niveles se tratan de niveles potenciales de terraza qua habrían de ser corroborados y correlacionados (p. ej. cronocorrelacionados) para poder ser correctamente entendidos e interpretados. pena discutir las interesantes aportaciones que en el marco de la investigación y discusión del origen y la evolución de los valles fluviales cantábricos pueden derivarse a partir de los resultados planteados:

1. La arquitectura estratigráfica común de los valles fluviales cantábricos analizados denotaría una evolución geomorfológica similar. Es decir, todos habrían evolucionado de manera coetánea y controlados por los mismos procesos geológicos y paleoclimáticos que pautaron los ciclos de agradación/incisión.



Fig. 1: Diagrama de flujo de la metodología de análisis utilizada (rectángulos azules) y salidas (óvalos verdes). Tomada de del Val et al. (2015).

No obstante, y asumiendo una correcta obtención de los niveles de terraza fluviales principales a través de la metodología expuesta, cabe resaltar ciertas características de los resultados obtenidos:

1. Una *arquitectura estratigráfica común*, pudiéndose identificar y correlacionar secuencias de terrazas fluviales análogas a lo largo de todoas las cuencas fluviales analizadas.

2. Existe una diferencia en la distribución altitudinal de los niveles de terraza. Los NTPs más bajos/modernos, entre 5 y 30 m, presentan una distribución altitudinal distribuida a intervalos relativamente cortos, de aproximadamente 5 m. Los niveles de terraza intermedios, entre 30 y 90 m se presentan espaciadas por intervalos de 10 m. Finalmente, los NTPs más elevados, parecen presentar una distribución a intervalos mayores y menos regulares; si bien éstos han de tomarse con precaución dada la escasez e irregularidad de los datos obtenidos.

3. Si tanto la evolución geomorfológica, arquitectura estratigráfica, de los valles fluviales como los procesos que controlaron dicha evolución son similares, cabría plantear que el origen de la red de drenaje del Margen Cantábrico pudiera tener, en general, un origen y causas geológicas comunes.

#### DISCUSIÓN

Somos conscientes de que los resultados obtenidos habrían de ser corroborados o matizados mediante trabajo de campo y análisis cronoestratigráficos complementarios que permitan sentar las bases empíricas para la correcta discusión de los datos obtenidos. No obstante, creemos que merece la 2. El hecho de que las terrazas más modernas, y por consiguiente situados a niveles más bajas, estén separadas por intervalos altitudinales menores (*ca.* 5 m) que las terrazas altas (*ca.* 10 m) podría denotar un cambio en el tipo y/o frecuencia de procesos que controlaron la evolución de los sistemas fluviales (p. ej. cambios de ciclos de oblicuidad/excentricidad, intervalos estadial/interestadial, etc.). Adicionalmente, la distribución más irregular y espaciada de las terrazas más altas, por encima de los 100 m, podrían denotar cambios en el tipo de procesos geológicos que controlaron la evolución



Fig. 2: Ejemplo de lo datos obtenidos tras el análisis de los datos topográficos LiDAR. Perfil longitudinal y localización de los distintos NPTs a lo largo del río Asón (Cantabria).





Fig. 3: Distribución de los niveles de terraza potenciales en las distintas cuencas fluviales cantábricas analizadas.

fluvial durante las cronologías más antiguas (p. ej. movimientos tectónicos). En cualquier caso, en esta discusión habría de tenerse en cuenta la preservación diferencial de las terrazas más antiguas y erosionadas que podrían explicar parte de los resultados obtenidos.

3. Respecto al posible origen común de los valles cantábricos, y las causas subyacentes en la formación de la actual red de drenaje del Margen Cantábrico, cabría invocar procesos geológicos a gran escala que afectaron al Margen Cantábrico en su totalidad. Teniendo en cuenta el contexto geológico sería lógico invocar la actuación de procesos tectónicos relacionados con el levantamiento del Margen Cantábrico que en cierta manera habrían de haber afectado de manera uniforme *sensu lato* a la totalidad del área estudiada.

#### CONCLUSIONES

El análisis de los datos topográficos de alta resolución derivados de los datos LiDAR de las cuencas fluviales de las provincias de Gipuzkoa, Bizkaia y Cantabria ha permitido identifican una serie de niveles de terraza potenciales a alturas de 5, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 120 y 160 metros por encima del cauce actual (Fig. 3). Esto supone la presencia de una *arquitectura estratigráfica común*, en la que se observan diferencias en la distribución altitudinal de los NTPs

que podrían denotar variaciones en los procesos que controlaron la evolución conjunta de las cuencas fluviales estudiadas, p. ej. cambios en la frecuencia y/o tipo de procesos climáticos o tectónicos que controlaron los ciclos de agradación/incisión fluvial.

**Agradecimientos:** Los autores expresan su agradecimiento a Eusko Ikaskuntza por la financiación del proyecto "*KANTAURDEM*: *Lurrazalaren Eredu Digitalen bidezko Kantaurialdeko Ibai-arroen eta Kontinente-Plataformaren bilakaera geomorfologikoaren ikerketa*" y a Ismael Pérez por su colaboración en el análisis de las cuencas fluviales cántabras.

- del Val Blanco M., Iriarte E., Arriolabengoa M. y Aranburu A. (2015). An automated method to extract fluvial terraces from LIDAR high resolution Digital Elevation Models: The Oiartzun valley, a case study in Cantabrian Margin. *Quaternary International*, 364, 3-43.
- del Val Blanco M., Duval, M., Medialdea, A., Bateman, M.D., Moreno, D., Arriolabengoa, M., Aranburu, A. e Iriarte E. (2019). First chronostratigraphic framework of fluvial terrace systems in the eastern Cantabrian margin (Bay of Biscay, Spain). *Quaternary Geochronology*, 49, 108-114.
- Mary, G. (1983). Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. *Trabajos de Geología*, 13, pp. 3-35.



# CAMBIOS CLIMÁTICOS ENTRE EL ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAR Y LOS INICIOS DEL HOLOCENO EN LA REGIÓN CANTÁBRICA A PARTIR DEL ANÁLISIS DE ISÓTOPOS ESTABLES DEL OXÍGENO EN CONCHAS MARINAS



R. Suárez Revilla<sup>(1)</sup>, I. Gutiérrez Zugasti<sup>(1)</sup>, L.J. Clarke<sup>(2)</sup>, G.N. Bailey<sup>(3)</sup>, M.R. González Morales<sup>(1)</sup>

(1) Instituto Internacional de Investigaciones Prehistóricas de Cantabria (Universidad de Cantabria, Gobierno de Cantabria, Banco Santander), Edificio Interfacultativo, Avda. Los Castros s/n., 39005 Santander, España. <u>gutierfi@unican.es</u>

(2) School of Science and the Environment, Faculty of Science and Engineering, Manchester Metropolitan University, Manchester M1 5GD, Reino Unido.

(3) Department of Archaeology, University of York, King's Manor, YO1 7EP York, Reino Unido.

Abstract (Climate changes between the Late Glacial Maximum and the Early Holocene in the Cantabrian region derived from stable oxygen isotope analysis on marine shells): The increasing interest in human-environment interactions in the last decades has resulted in development of more accurate methods and techniques for palaeoenvironmental reconstruction. Thus, molluscs recovered from archaeological sites can provide information on past climatic and environmental conditions. Seawater temperatures (ST) can be reconstructed using geochemical techniques such as the analysis of stable oxygen isotope ratios on marine mollusc shells. In this paper we aim to reconstruct the evolution of ST in northern Iberia (Spain) from ~30 to 7 ka cal BP using oxygen isotope values obtained from the limpet Patella vulgata Linnaeus, 1758. Results show a correlation between reconstructed ST and data from the Greenland ice cores and from deep-sea sediment cores, but also the existence of some local variations.

**Palabras clave:** isotopos, paleoclima, prehistoria, moluscos. *Key words:* isotopes, palaeoclimate, prehistory, molluscs.

#### INTRODUCCIÓN

La ocupación humana de zonas costeras y el aprovechamiento de sus recursos ha sido una constante desde tiempos remotos en todo el planeta. Sin embargo, la presencia de organismos marinos en los vacimientos arqueológicos no debe valorarse solo como restos de actividades culturales desarrolladas en el pasado, sino también entendiendo la información de otro tipo que pueden proporcionar, como por ejemplo, sobre el clima y el medio ambiente. Las propias preferencias climáticas de cada molusco mediatizan su distribución geográfica, lo que ya es un indicador de las condiciones climáticas. No obstante, el desarrollo de nuevas técnicas analíticas en los últimos años, como los análisis isotópicos y elementales, ha permitido obtener datos mucho más precisos sobre las condiciones climáticas a partir de las conchas de los moluscos. En este sentido, las conchas actúan como archivos climáticos del pasado, ya que muchas especies precipitan el carbonato con el que forman sus conchas en equilibrio con el medio ambiente circundante, lo que quiere decir que las condiciones climáticas y medioambientales (por ejemplo la temperatura del agua del mar, pero también otra información de carácter oceanográfico) quedan incorporadas en dicho carbonato (Schöne, 2008). A través de diversas analíticas es posible descifrar dichas condiciones. Este proceso es clave para poder contrastar hipótesis sobre la influencia del clima en el comportamiento humano, especialmente el referido a la ocupación del litoral ya que las propias conchas proporcionan información climática y cultural.

En esta comunicación se presentan los resultados de la reconstrucción de las temperaturas de la superficie del mar durante el Pleistoceno final y el Holoceno inicial en la región cantábrica a partir de análisis de isótopos estables del oxígeno en conchas arqueológicas de la especie *Patella vulgata* Linnaeus, 1758. Investigaciones previas sobre ejemplares modernos han demostrado la capacidad de esta especie de reflejar las temperaturas del mar con fiabilidad (Gutiérrez-Zugasti et al., 2017).

#### LOCALIZACIÓN

La región cantábrica se localiza en el norte de la Península Ibérica y se encuentra limitada al norte por el Mar Cantábrico y al sur por la Cordillera Cantábrica. En la actualidad, la región presenta un clima oceánico, húmedo y templado, con inviernos y veranos suaves. Las temperaturas del mar oscilan entre aproximadamente 12 y 22°C. Los yacimientos de los que proceden las conchas analizadas en este estudio se localizan en las comunidades autónomas de Asturias (La Riera, Mazaculos II) y Cantabria (El Salín, Cualventi, El Perro, La Fragua, Arenillas).

#### METODOLOGÍA

Las conchas analizadas proceden de yacimientos arqueológicos de la región cantábrica datados entre 30 y 7 ka cal BP. La preparación de conchas de lapas (*Patella vulgata*) para el análisis isotópico comprende la preparación de láminas de las secciones y la extracción de muestras de carbonato. La preparación de láminas implica la realización de tres cortes a lo largo del eje mayor de crecimiento con el objetivo de obtener dos secciones de unos 3-4 mm de espesor, una para el análisis isotópico y otra para el análisis de los incrementos de crecimiento.



Una vez obtenidas las secciones, estas se montaron en un porta-láminas y se lijaron con carburo de silicio (granos de 600 y 800) y pulieron con alumina de 1 µ. El proceso de preparación de las muestras incluye el tintado de una de las secciones de cada concha utilizando la solución de Mutvei (Schöne et al, 2005), que tinta las partes orgánicas de azul oscuro, lo que permite diferenciar los incrementos de crecimiento, y por tanto estudiar los patrones de crecimiento de las lapas. El muestreo del carbonato se llevó cabo a lo largo del eje de crecimiento de la concha de forma automática, utilizando un equipamiento Micromill NewWave. De cada muestra se obtuvieron entre 50 y 200 µg de carbonato cálcico. Los análisis isotópicos se llevaron a cabo en un espectrómetro de masas Thermo Delta V Advantage unido a un Thermo Gas Bench 2 en el Servicio de Isótopos Estables de la Universidad de Bradford (Reino Unido) y en un Finnigan MAT 253 unido a un Kiel Device en el Laboratorio de Isótopos Estables del Instituto de Geociencias (CSIC, Madrid).

#### RESULTADOS

Los resultados obtenidos de todas las conchas analizadas muestran perfiles isotópicos sinusoidales relacionados con variaciones estacionales en las temperaturas del mar en la zona intermareal. La transformación de los datos isotópicos en temperaturas ha permitido conocer las temperaturas experimentadas por las lapas a lo largo de su vida, proporcionando información climática de muy alta resolución. Los resultados muestran una evolución desde temperaturas del mar unos 5 °C más bajas que en la actualidad en el Dryas antiguo (Greenland Stadial 2), un aumento durante el Interestadio del Tardiglaciar (Greenland Interstadial 1), un nuevo descenso durante el Dryas reciente (Greenland Stadial 1) y un aumento hasta llegar a temperaturas similares a las actuales durante el Holoceno.

#### DISCUSIÓN

Los resultados muestran que la temperaturas del mar en la región cantábrica durante el Pleistoceno final y el Holoceno inicial siguen un patrón similar al de otros proxies climáticos globales, como los análisis de isótopos del oxígeno en los hielo de Groenlandia (NGRIP members, 2004) y foraminíferos procedentes de sondeos en sedimentos marinos (Pailler y Bard, 2002). En este sentido, se ha podido identificar los eventos climáticos más significativos del periodo de estudio (Último Máximo Glaciar, Interestadio del Tardiglaciar, Dryas reciente y Holoceno). Sin embargo, algunas desviaciones se han interpretado como posibles cambios en las condiciones locales o como cambios globales poco estudiados.

#### CONCLUSIONES

El análisis de los isótopos estables del oxígeno sobre muestras de carbonato cálcico de lapas de la especie Patella vulgata ha permitido reconstruir las temperaturas de la superficie del Mar Cantábrico entre hace 30 y 7 ka cal BP, identificándose los cambios climáticos más significativos a lo largo de ese periodo. Los resultados muestran una evolución similar a la de otros indicadores paleoclimáticos globales, pero con algunas variaciones locales. La información obtenida en esta investigación es clave para interpretar la posible influencia del clima en las actividades humanas relacionadas con el aprovechamiento de las zonas costeras durante el Paleolítico superior y el Mesolítico.

**Agradecimientos:** Este estudio se enmarca dentro del proyecto NF100413 (Newton International Fellowship a IGZ), financiado por The Royal Society y The British Academy, y los proyectos HAR2016-75605-R y HAR2017-86262-P, financiados por el Ministerio de Economía y Competitividad (MINECO) del Gobierno de España.

- Gutiérrez-Zugasti, I., Suárez-Revilla, R., Clarke, L.J., Schöne, B.R., Bailey, G.N., González-Morales, M.R. (2017). Shell oxygen isotope values and sclerochronology of the limpet *Patella vulgata* Linnaeus 1758 from northern Iberia: Implications for the reconstruction of past seawater temperatures. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 475, 162-175.
- NGRIP members (2004). High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, 431, 147-151.
- Pailler, D., Bard, E. (2002). High frequency palaeoceanographic changes during the past 140 000 yr recorded by the organic matter in sediments of the Iberian Margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 181, 431-452.
- Schöne, B.R., Dunca, E., Fiebig, J., Pfeiffer, M. (2005). Mutvei's solution: and ideal agent for resolving microgrowth structures of biogenic carbonates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 228, 149-166.
- Schöne, B. (2008). The curse of physiology—challenges and opportunities in the interpretation of geochemical data from mollusk shells. *Geo-Marine Letters*, 28, 269-285.



# PALEOGENÓMICA: AVANCES Y PROBLEMÁTICAS EN EL CONOCIMIENTO DEL PASADO



Carles Lalueza-Fox

Insitituo de Biología Evolutiva (CSIC-Universitat Pompeu Fabra), Barcelona 08003. carles.lalueza@upf.edu

**Resumen (Paleogenómica: avances y problemáticas en el conocimiento del pasado):** En los últimos años, el campo de la paleogenómica (recuperación y análisis de genomas del pasado de un amplio espectro de contextos arqueológicos) ha proporcionado nueva luz sobre los cambios de ancestralidad asociados a migraciones del pasado, sobre la singularidad genómica de los homininos arcaicos y sobre los orígenes de la diversidad humana actual. Las nuevas tecnologías de secuenciación están ayudando a producir cantidades enormes de datos de ADN procedentes de muestras antiguas y a solventar algunos problemas metodológicos del pasado. Explicaremos diferentes tipos de información generada con datos paleogenómicos que puede ser de especial interés para la comunidad arqueológica. Repasaremos algunos casos de relaciones de parentesco, atribución de sexo, patrones sociales e historia demográfica de los humanos del pasado como ejemplos de una nueva aproximación multidisciplinar al estudio del pasado.

**Palabras clave:** Paleogenómica, Parentesco, Sexo Genético, Demografía **Key words**: Paleogenomics, Kinship, Genetic Sex, Demography

#### INTRODUCTION

In recent years, several ancient DNA studies have contributed to the traditional archaeological and anthropological debates by directly analysing ancient human skeletal remains from different hominin species and different cultural horizons. The statistical genomic analysis are generating new views on the prehistory, and are unravelling unrecognized population movements, allowing demographic inferences to be made and also monitoring selective sweeps in a particular time and specific geographical locations.

The difficulty of distinguishing endogenous DNA from putative contaminants meant that, until recently, ancient human DNA studies could be subjected to substantial methodological criticisms. However, new sequencing technologies are overcoming past limitations. The sequencing from adaptors of ancient genomic libraries allow the retrieval of short, endogenous fragments that are sometimes too short to be amplified by PCR; the high coverage of some regions such as the mtDNA genome allows to directly unravel the presence of the contamination background by checking those diagnostic positions with discordant nucleotides. Also, the specific fragmentation pattern visible at the ends of the endogenous reads, associated to depurination breakage and nucleotide damage, allows now to distinguish sequences likely to be authentic from contaminant ones. Therefore, it is even possible to work with highly degraded and contaminated samples.

I will outline several examples illustrating the potentiality of such approaches in subjects that are usually the main interest for archaeologists and paleontologist and I will explain the methodological ideas underlying these type of analyses.

#### RESULTS

Demographic history: Our genome is not just a single genome, but in fact two genomes (because we have a copy of each chromosome). The diversity in these two genomes is a reflection of the demographic history of our species. With an approach called PSMC, we can reconstruct from a single individual the past demography, including declines and bottlenecks (because the population was small during a bottleneck, many genomic fragments will coalesce in that specific period). This approach has been used to explore the evolutionary history of Neandertals and Denisovans (Lalueza-Fox and Gilbert 2011).

Ancestry of specific individuals: With the discovery of the Oase skull and mandible, from a submerged cave at the Danube river in Romania, the paleontologists argued the remains showed signals of Neandertal admixture. The mandible, dated between 37,000-42,000 years ago, was genetically analysed in 2015 and it was possible to determine that 7.5% of its genome derived from a recent Neandertal ancestor, between 4 and 6 generations ago (Fu et al. 2015). This single paleogenomic evidence challenged the view that the last European Neandertals did not interbreed with the first anatomically modern humans and made a case for the Upper Paleolithic transition being a much more complex scenario.

Sex determination: The different ratios of sequences mapping to the sexual chromosomes versus those mapping to the rest of the genome allows now to determine with total accuracy the genetic sex of the individuals. This may seem as not specially relevant, but sometimes morphological -and even culturalinterpretations are totally different depending on the sex of the skeletons. One example is the triple burial from Dolni Vestonice (Czech Republic), dated about 30,000 years ago. In this famous burial, the middle individual (flanked by two young males in strange positions), due to its pathologies, was difficult to sex. With a genetic analysis publised in 2016, it was



evident that the middle individual was also a male, thus discarding -or at least putting it in a very different light- a potential love triangle (Fu et al. 2016).

Kinship analysis: The fact that we share 50% of our genome with our first degree relatives -and half this amount on each further generation- means that we are now able to reconstruct kinship relationship in burial context. Again, this information sheds a totally different light on particular sites. One example is the Mesolithic double burial site from La Braña in León (Spain), dated to about 8,000 years ago (Olalde et al. 2014). In this case we could determine that both males were brothers that maybe died simultaneously. Perhaps, the cave was used as a kind of family mausoleum, which would be remarkable for the Mesolithic period. Again, having or not this information challenges the interpretation. The opposite is also interesting; in a genetic study of the famous Sungir burials, it was possible to demonstrate that, despite all previous interpretations (including the two adolescents from Sungir 2 tomb), the individuals are not first or second degree relatives (Sikora et al. 2017).

Social Behaviour. The mitochondrial DNA analysis of a Neandertal family group of 13 individuals found at El Sidrón site in Asturias (Spain) suggested these groups had a mating strategy also observed in modern hunter-gatherers: the patrilocality and the female exogamy (Lalueza-Fox et al. 2011). This observation seems to be in agreement with the discovery of high rates of endogamy in Neandertals and, in some cases, acute consanguinity (in the Altai Neandertal, the parents were as close as halfsiblings) (Prüfer et al. 2014). The Sungir individuals, by contrast, suggest that Upper Paleolithic groups avoided inbreeding and had low levels of within-band relatedness, with established and complex social networks between groups (Sikora et al. 2017).

*Phenotypic traits*: As we know the genetic basis of many physical traits, it is now possible to reconstruct them from genomes alone, and trace their

emergence and spread along time. For instance, it was a surprise to discover, with the first Mesolithic genome, that light skin colour in Europeans was a very recent, Neolithic phenomenon, and that Mesolithic hunter-gatherers still had a dark skin (Olalde et al. 2014). Surprisingly, almost all of them, in contrast, had blue eyes. This affects many aspects of our understanding of this period but, to start with, affects all artistic reconstructions previously made.

## DISCUSSION

These and other examples illustrate the genetic revolution in the study of the past, but also highlight the need for a real multidisciplinary view of this research, in which archaeologists, anthropologists and geneticists should work together (Lalueza-Fox 2013). The understanding of their respective disciplines, but also of the methodological problems and limitations, represent a step forward in this new view of the science of the past.

#### REFERENCES

- Fu Q, et al. (2015) An early modern human from Romania with a recent Neandertal ancestor. Nature 524: 216-219.
- Fu Q, et al. (2016). The genetic history of Ice Age Europe. Nature 534: 200-205.
- Lalueza-Fox C (2013). Agreements and Misunderstanding among Three Scientific Fields: Paleogenomics, Archaeology and Human Paleontology. Curr. Anthrop. 54 (S8): S214-S220.
- Lalueza-Fox C and Gilbert TM (2011). Paleogenomics of Archaic Hominins. Curr Biol 21, R1002-1009.
- Lalueza-Fox C, et al. (2011). Genetic evidence for patrilocal mating behavior among Neandertal groups. Proceedings of the National Academy of Sciences USA 108(1): 250-253.
- Olalde I, et al. (2014). Derive immune and ancestral pigmentation alleles in a 7,000-year old Mesolithic European. Nature 507, 225-228.
- Prüfer K, et al. (2014). The complete genome sequence of a Neanderthal from the Altai Mountains. Nature 505: 43-49.
- Sikora M, et al. (2017). Ancient genomes show social and reproductive behavior of early Upper Paleolithic foragers. Science 358 (6363): 659–662.



# BIOGRAFÍA ISOTÓPICA DE UNA MUJER MESOLÍTICA DE LA PENINSULA IBÉRICA



T. Fernández-Crespo<sup>(1)</sup>, J. Ordoño<sup>(2)</sup>, R.J. Schulting<sup>(1)</sup>

(1) Research Laboratory for Archaeology and the History of Art, School of Archaeology, University of Oxford, 1 South Parks Road, Oxford OX1 3TG, Reino Unido. <u>teresa.fernandez-crespo@arch.ox.ac.uk</u>; <u>rick.schulting@arch.ox.ac.uk</u>
(2) Departamento de arqueología y nuevas tecnologías, Arkikus, Pedro de Asúa 63, Vitoria-Gasteiz 01008, España. <u>io@arkikus.com</u>

Abstract (Dietary life-history of an Iberian Mesolithic woman):. Multi-isotope analyses at an individual level can offer valuable information on identity. Here, we reconstruct the dietary life-history of a Late Mesolithic (ca. 5500 cal. BC) woman buried in Aizpea rockshelter (northern Iberia). To this end, we combine  $\delta^{13}$ C and  $\delta^{15}$ N isotope analyses of bone collagen and tooth dentine. We also analyse a wide range of coeval faunal and plant remains to ascertain the variability of baseline isotopic signature. Results suggest a broad-spectrum diet with significant changes, including two marked dips at 8.5 and 11.5 years old, and a progressive decrease in  $\delta^{13}$ C and  $\delta^{15}$ N from adolescence onwards. The dips may relate to sustained physiological stress or famine, as they coincide with formation ages estimated for various linear enamel hypoplasias identified, while the sustained drop in isotope values may be due to a progressively greater contribution of plants to diet, which could be linked with a change in social status.

**Palabras clave:** Biografía, análisis isótopico, mesolítico, Iberia. **Key words**: Life-history, isotope analysis, Mesolithic, Iberia.

#### INTRODUCCIÓN

Los estudios isotópicos se han convertido en los últimos años en una línea principal de investigación en Prehistoria, al permitir un acceso directo a datos sobre subsistencia y movilidad grupal, e indirecto sobre diferenciación social y migraciones, especialmente interesantes en poblaciones ágrafas. Sin embargo, los análisis multi-isotópicos sobre varios tejidos a nivel individual son todavía raros en la literatura, pese a su potencial para ofrecer información única sobre posibles cambios en el modo de vida y la identidad del sujeto a lo largo de su vida (Makarewicz y Sealy, 2015).

Presentamos aquí uno de los primeros estudios de este tipo realizados en la Península Ibérica, el cual incluye los resultados de: (1) el análisis isotópico micro-secuencial de carbono y nitrógeno sobre dentina primaria del segundo molar superior izquierdo, y (2) el análisis isotópico de carbono y nitrógeno sobre colágeno óseo obtenido de la escápula izquierda, de una mujer mesolítica (ca. 5500 cal. BC) recuperada en el abrigo bajo roca de Aizpea (Navarra, Península Ibérica).

Mientras el hueso, dada su remodelación continua, muestra la señal isotópica media de la última década de vida, la dentina no se remodela una vez generada, y ofrece la señal isotópica del periodo de formación del diente analizado. En este caso, el segundo molar analizado cubriría un rango de edad entre los 2,5 y los 16 años (AlQahtani et al., 2010). Así, el análisis isotópico micro-secuencial de dentina permite obtener un perfil crono-dietético capaz de mostrar cambios en la alimentación ocurridos entre la infancia y la adolescencia, pudiéndose asociar con la edad de formación de cada muestra tomada. Dado que la edad de muerte de la mujer de Aizpea se estima en 30 años, los valores isotópicos del colágeno óseo mostrarían la señal isotópica media de su dieta entre los 20 y los 30 años.

El estudio también incluye el análisis isotópico de carbono y nitrógeno de un gran abanico de restos vegetales y animales recuperados en el yacimiento a fin de estimar la variabilidad de la base isotópica local y poder reconstruir la dieta con mayor precisión.

## LOCALIZACIÓN

El abrigo bajo roca de Aizpea se localiza en el término municipal de Aribe (Navarra), sobre la orilla izquierda del río Irati. Allí se recuperó el esqueleto de una mujer adulta colocado en posición flexionada, tumbado sobre el costado derecho y con la cabeza orientada hacia el sur, cerca de la pared de fondo del abrigo, que fue datada en ca. 5580-5430 cal BC, (6660 ± 50 BP, GrA-779) (Cava, 1993/1994). Sobre su cuerpo se colocaron varios bloques informes de tamaños mediano y grande. Dado que la inhumación se realizó sobre el suelo de un depósito de habitación mesolítico final, no es fácil determinar si hubo un ajuar asociado. En este nivel se identificaron casi 1400 restos de talla, 540 útiles líticos retocados, siendo la mitad de ellos microlitos (geométricos, dorsos, micro-buriles, denticulados) y 75 objetos sobre hueso, cuerno y concha, entre los que destacan diversas agujas y anzuelos, un colgante y una espátula. Además se recuperaron numerosos restos de animales (ungulados, aves, peces de río y caracoles terrestres), y plantas (frutas carnosas y frutos secos) con un estado de conservación excepcional, lo que da fe de la explotación intensiva de los recursos alimenticios disponibles en el entorno inmediato (Barandiarán, 2001).

# METODOLOGÍA

Los análisis isotópicos secuenciales de carbono y nitrógeno sobre dentina primaria han seguido la metodología descrita en Fernández-Crespo et al.



(2018). Los análisis de carbono y nitrógeno sobre colágeno óseo humano y animal han seguido la metodología propuesta por Richards y Hedges (1999) y, los realizados sobre plantas, la sugerida por Vaiglova et al. (2014). Todas las muestras han sido analizadas en un espectrómetro de masas SERCON 20/22 acoplado a un analizador elemental en el Research Laboratory for Archaeology and the History of Art de la Universidad de Oxford, Reino Unido.

## RESULTADOS

Los resultados del análisis isotópico secuencial de dentina son consistentes con un consumo proteínico relativamente alto ( $\overline{0}^{15}$ N > 9‰) desde los 3 hasta los 8,5 años de edad. A partir de esa edad, se observa una caída concomitante de los valores de  $\overline{0}^{13}$ C y  $\overline{0}^{15}$ N, seguida de una ligera recuperación y un breve descenso en torno a los 11,5 años. A partir de entonces, se identifica una tímida recuperación hasta los 12 años, seguida de un sostenido descenso paulatino de los valores isotópicos hasta, al menos, los 16 años ( $\overline{0}^{15}$ N < 8‰). No obstante, el valor inferior de  $\overline{0}^{15}$ N obtenido a partir del colágeno óseo (7,2‰), permite suponer que los valores isotópicos de nitrógeno pudieron seguir cayendo durante la última década de la vida de la mujer de Aizpea (ca. 20-30 años), pudiendo ser los del carbono más fluctuantes.

#### DISCUSIÓN

Los resultados obtenidos permiten suponer una dieta relativamente estable y con un contenido proteínico medio-alto desde los 3 hasta las 8,5 años. Las fluctuaciones puntuales detectadas en el perfil isotópico entre los 8,5 y los 11,5 años es muy posible que respondan a episodios de estrés fisiológico por enfermedad o hambruna, dado que parecen coincidir cronológicamente con la presencia de líneas de hipoplasia del esmalte en algunos dientes. El progresivo descenso observado en los valores isotópicos a partir de los 12 años, sin embargo, parece extenderse a lo largo del resto de la vida de la mujer, lo que podría entenderse como resultado de una creciente importancia de los recursos vegetales en su dieta (p.e. frutas, frutos secos, tubérculos, setas), tal vez como resultado de un cambio en su estatus social.

Sin embargo, el distancia trófica entre los valores isotópicos de la mujer y los de los ungulados  $(\Delta^{13}C_{humano-ungulados} = +0,4\%$  y  $\Delta^{15}N_{humano-ungulados} = +3,0\%$ ) se adaptan bien al límite inferior esperado para un salto trófico, lo que podría indicar una ingesta limitada pero regular de este tipo de animales también. Los resultados obtenidos, sin embargo, no permiten sugerir un consumo significativo de peces de río, pese a los centenares de restos recuperados también en el abrigo, lo que podría sugerir una dieta de muy amplio espectro compuesta por multitud de alimentos, según su disponibilidad estacional. Se desconoce el peso en la

dieta de insectos, moluscos y pequeños mamíferos dada la ausencia de valores isotópicos de referencia apropiados. No obstante, algunos estudios sugieren que su consumo pudo ser relevante entre ciertos grupos cazadores-recolectoras (p.e. Raubenheimer et al., 2014).

#### CONCLUSIONES

El análisis isotópico de tejidos diferentes (dentina y hueso) ha permitido la reconstrucción secuencial de gran parte de la biografía dietética de la mujer de El estudio ha detectado cambios Aizpea. significativos en los modos de subsistencia, que pueden relacionarse con su cambiante estatus social pero también con procesos fisiológicos (enfermedad, hambruna) durante la niñez. La subsistencia de esta mujer podría definirse, en general, como de amplio espectro, aunque los resultados son consistentes con un consumo importante de plantas, medio de ungulados, y ocasional de peces y aves. El peso de otros potenciales recursos como moluscos, insectos y otros pequeños animales es desconocido, por falta de datos isotópicos de referencia con que comparar nuestros resultados.

- AlQahtani, S.J., Hector, M.P., Liversidge, H.M. (2010). Brief communication: The London atlas of human tooth development and eruption. *American Journal of Physical Anthropology*, 142, 481-490.
- Barandiarán, I. (2001). Depósito funerario. En: Cazadoresrecolectores en el Pirineo Navarro. El sitio de Aizpea entre 8000 y 6000 años antes de ahora (I. Barandiarán y A. Cava, Eds.). Anejos de Veleia, Series maior 10, Universidad del País Vasco, Vitoria-Gasteiz (España), 431-443.
- Cava, A. (1993/1994). El yacimiento de Aizpea: informe de las campañas 1991 y 1993. *Trabajos de arqueología Navarra*, 11, 255-256.
- Fernández-Crespo, T., Czermak, A., Lee-Thorp. J.A., Schulting, R.J. (2018). Infant and childhood diet at the passage tomb of Alto de la Huesera (north-central Iberia) from bone collagen and sequential dentine isotope composition. *International Journal of Osteoarchaeology*, 28, 542-551.
- Makarewicz, C.A., Sealy, J. (2015). Dietary reconstruction, mobility, and the analysis of ancient skeletal tissues: expanding the prospects of stable isotope research in archaeology. *Journal of Archaeological Science* 56: 146-158.
- Raubenheimer, D., Rothman, J.M., Pontzer, H., Simpson,S.J. (2014). Macronutrient contributions of insects to diets of hunter-gatherers: a geometric analysis. *Journal of Human Evolution*, 71, 70-76.
- Richards, M.P., Hedges, R.E.M. (1999). Stable isotope evidence for similarities in the types of marine foods used by Late Mesolithic humans at sites along the Atlantic coast of Europe. *Journal of Archaeological Science*, 26, 717-722.
- Vaiglova, P., Bogaard, A., Collins, M., Cavanagh, W., Mee, Ch., Renard, J., Lamb, A., Gardeisen, A., Fraser, R. (2014). An integrated stable isotope study of plants and animals from Kouphovouno, southern Greece: a new look at Neolithic farming. *Journal of Archaeological Science*, 42, 201-215.



# LA DESPIGMENTACIÓN DE LA PIEL HUMANA ES UN PROCESO EVOLUTIVO ADAPTATIVO CON REPERCUSIONES BIOMÉDICAS



S. Alonso<sup>(1)</sup>, A. Sevilla<sup>(1)</sup>, S. Olaechea<sup>(1)</sup>, I. Smith-Zubiaga<sup>(2)</sup>, A. G<sup>a</sup> de Galdeano<sup>(3)</sup>

(1) Dpto. Genética, Antropología Física y Fisiología Animal. Fac. Ciencia y Tecnología - UPV/EHU. Bº Sarriena s/n 48940 Leioa Bizkaia. <u>santos.alonso@ehu.eus; arrate.sevilla@ehu.eus; sonia.olaechea@ehu.eus</u>
 (2) Dpto. Zoología y Biología Celular Animal. Fac. Ciencia y Tecnología - UPV/EHU. Bº Sarriena s/n 48940 Leioa Bizkaia.

isabel.smith@ehul.eus (3) Dpto. Biología Celular e Histología. Fac. Medicina y Enfermería - UPV/EHU. Bº Sarriena s/n 48940 Leioa Bizkaia. alicia.garciadegaldeano@ehu.eus

Abstract (Human skin depigmentation is an adapative evolutionary process with biomedical implications): During the last stages of the quaternary period important adaptations in human evolution took place. One of them was skin depigmentation during the colonization of Eurasia. In this work, from genetic data we show that this process was in fact an adaptive process, favored by natural selection with the goal to synthesize vitamin D in areas of low sunlight. Nevertheless, this adaptation conveys also some risks, maybe not so relevant from an evolutionary point of view but important from the biomedical perspective.

Palabras clave: evolución pigmentación piel humana adaptación Key words: human skin pigmentation evolution adaptation

## INTRODUCCIÓN

El Cuaternario es un periodo durante el cual se desarrolla y evoluciona nuestra propia especie, Homo sapiens. Esta evolución implica adaptación, i.e. hacer frente a los cambios ambientales. Entender estos proceso adaptativos no solo nos permite reconstruir nuestra historia evolutiva sino que nos ayuda a conocer nuestra capacidad para sobrevivir como especie. En este sentido, uno de los rasgos fenotípicos humanos más diversos e interesantes desde el punto de vista antropológico y evolutivo es la pigmentación de la piel. Las hipótesis tradicionales más aceptadas explican la despigmentación de Homo sapiens modernos tras su salida de África como un proceso adaptativo que favorece la síntesis de vitamina D en latitudes de escasa intensidad solar. En esta trabajo expondremos cómo es posible identificar este proceso adaptativo de despigmentación mediante el análisis de los perfiles de diversidad genética de las poblaciones europeas actuales, en particular de la Península Ibérica, y cuándo ha podido tener lugar. Asimismo, cómo este proceso adaptativo describiremos presenta relevancia biomédica, y finalmente, cómo a su vez, la vitamina D influye en la propia pigmentación de la piel humana.

#### **METODOLOGÍA**

La metodología empleada parea la obtención de la información de secuencias de ADN hace uso de técnicas estándar de secuenciación tipo Sanger a partir de productos de amplificación de ADN humano mediante PCR con primers específicos. Hemos elegido en este trabajo los resultados de dos loci, *MC1R* y *SLCC45A3* en particular. Los análisis de genotipado de SNPs específicos usan técnicas KASPAR estándar. Los análisis estadísticos de detección de selección incluyen estadísticos como la D de Tajima (Tajima 1989) o el EHH (Sabeti et al., 2002). Para los análisis de tiempo de origen de las

mutaciones y coeficiente de selección usamos la metodología descrita en Chen and Slatkin (2013). Los análisis de RNA-Seq se realizaron a partir de RNA obtenido de cultivos de melanocitos primarios (adquiridos comercialmente) de donantes de diferente pigmentación tratados y sin tratar con diferentes concentraciones de vitamina D. Los análisis de expresión diferencial se realizaron mediante software como DESeq2, edgeR and NOISeq, implementados en RNA-Seq (http://52.90.192.24:3838/rnaseq2q/).

#### RESULTADOS

Nuestros resultados sindican que para MC1R al menos dos fuerzas evolutivas están actuando simultáneamente. Una selección purificadora mantiene el alelo ancestral, pero asimismo una selección positiva favorece el alelo V60I responsable de la piel clara, lo cual indica un papel activo de MC1R en la despigmentación de la piel humana. Asimismo, observamos que esta variante esta especialmente incrementada en paciente de melanoma (ver Martínez-Cadenas et al., 2013). Para el gen SLC45A2 observamos que el polimorfismo Leu374Phe (L374F, rs16891982) se encuentra estadísticamente asociado a la variabilidad en el color de la piel en la muestra analizada. En concreto, 374F era significativamente más frecuente en individuos de pigmentación clara. Este polimorfismo está asimismo correlacionado con la latitud, y asimismo, está significativamente asociado a riesgo de melanoma. En este caso, el alelo 374F (pigmentación clara) es el alelo de riesgo. Sin embargo, los tests de selección sugieren que 374F está siendo positivamente seleccionado. Utilizando diferentes poblaciones como modelos estimamos que el coeficiente de selección a favor de este alelo oscila entre 0.012 y 0.024, y que la fecha de expansión de este alelo pudo comprenderse entre 16-29 kya, es decir, después de que los humanos



modernos colonizaran Eurasia (ver López et al., 2014).

# DISCUSIÓN

anterior Todo lo parece indicar aue la despigmentación ha sido un importante proceso adaptativo en la historia evolutiva humana, cuya importancia evolutiva supera los posible problemas biomédicos que pueda ocasionar, i.e. riesgo de melanoma. Nuestros resultados no entran en contradicción con la hipótesis de que se produjo una despigmentación de la piel humana al colonizar regiones de mayor latitud para favorecer la síntesis en la piel de vitamina D. Pero por otra parte, nuestros resultados con RNA-Seq sugieren que la propia síntesis de vitamina D es capaz de desencadenar una respuesta pigmentaria, si bien ésta es moderada.

## CONCLUSIONES

La des-pigmentación de la piel es un rasgo fenotípico humano de gran relevancia adaptativa que ha permitido a nuestra especie sobrevivir en áreas de menor incidencia solar, a pesar de las repercusiones biomédicas que conlleva, como un incremento del riesgo al melanoma y posiblemente otras enfermedades de la piel.

**Agradecimientos:** Esta trabajo ha sido apoyado económicamente por: Ministerio de Ciencia e Innovación, proyecto CGL2008-04066/BOS - S.A.; Dpt. Educacion, Universidades e Investigación, Gobierno Vasco, IT542-10; UPV/EHU programa UFI11/09; beca predoctoral Dept. Educación, Universidades e Investigación Gobierno Vasco. (BFI09.248); MINECO (CGL2014-58526-P), Dpt. Educación, Universidades e Investigación, Gobierno Vasco, (IT1138-16), beca predoctoral del Gobierno Vasco PRE\_2014\_1\_419. Gracias al Banco Nacional de ADN (BNADN) (<u>http://www.bancoadn</u>.org/) por proporcionarnos muestras y a la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) (<u>http://www.aemet.es/es/portada</u>) por los datos de radiación UV.

- Tajima, F. (1989) The effect of change in population size on DNA polymorphism. *Genetics* 123, 597–601.
- Sabeti, P.C., Reich, D.E., Higgins, J.M., Levine, H.Z., Richter, D.J., et al. (2002) Detecting recent positive selection in the human genome from haplotypes structure. Nature, 419, 832–837.
- Chen H, Slatkin M (2013) Inferring selection intensity and allele age from multilocus haplotype structure. G3, 1429–1442.
- Martínez-Cadenas. C., López, S. Ribas, G., Flores, C. et al. (2013) Simultaneous purifying selection on the ancestral MC1R allele and positive selection on the melanoma-risk allele V60L in South Europeans. Molecular Biology and Evolution, 30, 2654-2665.
- López, S, García, O., Yurrebaso I, Flores, C. et al. (2014) The interplay between natural selection and susceptibility to melanoma on allele 374F of SLC45A2 gene in a South European population. PLoS One. 9(8):e104367.



# GENÓMICA DE LOS CAZADORES RECOLECTORES DE LA CORNISA CANTÁBRICA: DATOS DE LA MUJER MESOLÍTICA DEL YACIMIENTO DE AIZPEA (ARIBE, NAVARRA).



M. Hervella, I. M. Laza, N.G. Ventades, C. de-la-Rúa,

Dpto. Genética, Antropología Física y Fisiología Animal, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco (UPV/EHU). Bº Sarriena s/n. 48940 Leioa Bizkaia. montse.hervella@ehu.eus.

Abstract (Genomics of the hunters-gatherers from the Cantabrian Fringe: Data of the Mesolithic woman from Aizpea site (Aribe, Navarre)): During the Last Glacial Maximum (LGM), when Europe suffered extreme climatic conditions, the huntergatherer groups that inhabited Europe retreated to glacial refuges in southern Europe, being the Franco-Cantabrian refuge of the Pyrenees one of them. At the end of this glacial period, the human groups re-expanded towards the rest of the European continent. In the present study, we present the genomic data of the Mesolithic woman from Aizpea site (Aribe, Navarre), in order to know the genetic composition of the descendants of those hunter-gatherers who lived in glacial refuges.

**Palabras clave:** Cazadores-recolectores, Mesolítico, ADN antiguo, Cornisa Cantábrica. *Key words:* Hunter-gatherers, Mesolithic, Ancient DNA, Cantabrian Fringe.

#### INTRODUCCIÓN

Durante el Último Máximo Glacial (LGM), los grupos cazadores recolectores paleolíticos se refugiaron en las cordilleras montañosas al sur de Europa, y tras la mejora climática descendientes sus se reexpandieron por toda Europa. Recientemente, se ha descrito que durante el periodo Mesolítico en la Península Ibérica existían linajes genómicos provenientes de los grupos humanos asociados a la cultura Magdaleniense que vivieron en el refugio Franco-Cantábrico y de los grupos asociados a la cultura pre-gravetiense que habitarone en el refugio de los Alpes. Este dato sugiere una conexión temprana entre ancestros de cazadores recolectores de diferentes refugios durante el LGM (Villalba-Mouco et al., 2019) y también, la existencia de una genómica de los estructuración cazadores recolectores de la Península Ibérica (Olalde et al., 2019).

En el presente estudio, analizamos los datos genómicos de la mujer mesolítica del yacimiento de Aizpea (Aribe, Navarra), con el fin de caracterizar su linaje genómico, aportando información de la composición genética de los descendientes de cazadores recolectores que vivieron en los refugios glaciales.

#### LOCALIZACIÓN

El esqueleto de la mujer de Aizpea fue recuperado en un pequeño abrigo rocoso situado en la vertiente sur del Pirineo navarro (Aribe, Navarra), en una zona límite entre la vegetación atlántica, la mediterránea y la pirenaica (Figura 1). Las diferentes campañas de excavación del yacimiento de Aizpea, dirigidas por A. Cava, pusieron de manifiesto una secuencia estratigráfica con la presencia de tres niveles (Cava 1993-1994, Brandiaran, 2001). En el nivel b, que se extiende desde el Mesolítico final hasta el Neolítico, y es el momento de máxima ocupación del abrigo (7790±70 BP-6370±70 BP), se exhumó un esqueleto grácil, que según los estudios morfométricos previos perteneció a una mujer de unos 30 años de edad, que fue datada en 6.600±50 BP (de-la-Rúa et al., 2001).



Fig. 1: Localización geográfica del abrigo de Aizpea (Aribe, Navarra)

#### METODOLOGÍA

El estudio realizado ha consistido en la extracción y análisis del ADN de piezas dentarias de la mujer de Aizpea, teniendo en cuenta las precauciones habituales en los estudios de ADN antiguo (ADNa) para evitar la posible contaminación (Hervella et al., 2012).

A partir de los extractos de ADNa obtenidos, se realizó la construcción de librerías genómicas siguiendo el protocolo modificado de Meyer y Kircher 2010 (Hervella et al., 2016). Las librerías genómicas fueron migradas en sendos ultrasecuenciadores (*Illumina MiSeq e Illumina HiSeq2500*).

## **RESULTADOS Y DISCUSION**

El análisis del genoma mitocondrial de la mujer de Aizpea ha indicado que portaba un linaje mitocondrial único (U5b1b), ya que no se ha encontrado ni en individuos prehistóricos ni actuales (Hervella et al., 2018). Además, en su genoma



mitocondrial se ha detectado una mutación asociada a una alteración metabólica: Neuropatía óptica hereditaria de Leber, patología que pudo haber sufrido esta mujer. En otra mujer mesolítica del norte de la Península Ibérica (Elba, Chan do Lindeiro, Lugo) (González-Fortes et al., 2017), también se ha detectado un linaje mitocondrial único (U5b1), lo que sugiere (a pesar del pequeño tamaño muestral) la existencia de alguna presión selectiva en estas mujeres cazadoras recolectoras portadoras de estos linajes mitocondriales.

Por último, cabe destacar que los resultados genómicos de la mujer mesolítica de Aizpea muestran una variabilidad genómica próxima a ciertos cazadores recolectores de la Cornisa Cantábrica como Elba (Chan do Lindeiro, Lugo) o El Mirón (Ramales de la Victoria, Cantabria) y ratifica la existencia de una conexión con cazadores recolectores provenientes de otros refugios glaciales europeos (Villalba-Mouco et al., 2019; Olalde et al., 2019).

**Agradecimientos:** El presente estudio ha sido realizado gracias a la subvención a Grupos de Investigación del Gobierno Vasco (IT1138-16) y al Ministerio de Economía Industria y Competitividad (CGL2016-79093/P) y la concesión de dos becas predoctorales del Gobierno Vasco a IML (2014\_1\_326) y NGV (2018\_1\_0139). También mostramos nuestro agradecimiento al Gobierno de Navarra y a los arqueólogos Ana Cava e Ignacio Barandiarán por facilitarnos el material antropológico y la información arqueológica del yacimiento de Aizpea.

- Barandiaran, I. (2001). Deposito funerario. Cazadores recolectores en el Pirineo Navarro. En Cazadoresrecolectores en el Pirineo Navarro. El sitio de Aizpea entre 8000 y 6000 años antes de ahora, eds. I. Barandiarán and A. Cava (Anejos de Veleia-Series maior 10. (UPV/EHU), Vitoria-Gasteiz): 431-443.
- Cava, A. (1993-1994). El yacimiento de Aizpea: informe de las campañas 1991 y 1993. En *Trabajos de arqueología Navarra* 11: 255-256.
- de-la-Rúa, C., et al., (2001). Estudio antropológico del esqueleto mesolítico del yacimiento de Aizpea. En *Cazadores-recolectores en el Pirineo Navarro. El sitio de Aizpea entre 8000 y 6000 años antes de ahora*, eds.
  I. Barandiarán and A. Cava (Anejos de Veleia-Series maior 10. (UPV/EHU), Vitoria-Gasteiz): 363-429.
- Gonzalez-Fortes G., et al., (2017). Paleogenomic Evidence for Multi-generational Mixing between Neolithic Farmers and Mesolithic Hunter-Gatherers in the Lower Danube Basin. *Curr. Biol.* 27, 1801–1810.
- Hervella, M., et al., (2012). Ancient DNA from Hunter-Gatherer and Farmer Groups from Northern Spain Supports a Random Dispersion Model for the Neolithic Expansion into Europe. *PLoS ONE* 4: e34417.
- Hervella, M., et al., (2016). The mitogenome of a 35,000year-old Homo sapiens from Europe supports a Palaeolithic back-migration to Africa," *Scientific Reports* 6: 25501.
- Hervella, M., et al., (2018). Paleogenetics of Northern Iberia from Neolithic to Chalcolithic time. En "*Mitochondrial DNA-New Insights*" Intech Ed. 1; 113-133
- Olalde et al., (2019). The genomic history of the Iberian Peninsula over the past 8000 years. *Science* 363, 1230–1234
- Villalba-Mouco et al., (2019). Survival of Late Pleistocene Hunter-Gatherer Ancestry in the Iberian Peninsula. *Current Biology* 29, 1–9.



# LAS ENFERMEDADES REUMÁTICAS, EL COSTE DE LA SUPERVIVENCIA DURANTE LA PEQUEÑA EDAD DE HIELO



I.M. Laza, M. Hervella, C. de-la-Rúa, N. Izagirre

Dpto. Genética, Antropología Física y Fisiología Animal; Facultad de Ciencia y Tecnología; Universidad del País Vasco (UPV/EHU). Bº Sarriena s/n. 48940 Leioa Bizkaia. <u>imanol.martinl@ehu.eus</u>.

**Abstract (Rheumatic diseases, the cost of survival during the Little Ice Age):** Among the factors that would explain the distribution of mitochondrial lineages in Europe, climate and diseases may have played an important role. A possible explanation lies in the nature of the mitochondrion in which the energy generation process produces reactive oxygen species that may influence the development of different diseases. The present study is focused on the medieval necropolis of San Miguel de Ereñozar (13<sup>th</sup>-16<sup>th</sup> centuries, Basque Country), whose inhabitants presented a high prevalence of rheumatic diseases and lived during the Little Ice Age (LIA). Our results indicate a close relationship between rheumatic diseases and haplogroup H, and specifically between spondyloarthropathies and sub-haplogroup H2. One possible explanation may be the climate change that took place in the LIA that favoured those haplogroups more energy-efficient, as haplogroup H to endure lower temperature and food shortage. However, it had a biological trade-off the increased risk of developing rheumatic diseases.

**Palabras clave:** ADN mitocondrial, haplogrupo, enfermedad reumática, Pequeña Edad de Hielo. *Key words: Mitochondrial DNA, haplogroup, rheumatic disease, Little Ice Age.* 

## INTRODUCCIÓN

El acervo genético de las poblaciones europeas actuales es el resultado de numerosos episodios demográficos y culturales ocurridos desde la llegada de Homo sapiens anatómicamente moderno a Europa hace ~ 45.000 años (Behar et al., 2012). A nivel de los linajes mitocondriales destacan el haplogrupo H, el más común y diverso en la población europea actual (55 - 40%) (Richards et al., 2000; Achilli et al., 2004). Este linaje sobrevivió en los refugios glaciares del suroeste de Europa durante el Último Máximo Glacial (Torroni et al., 1996, 2001; Richards et al., 2000; Pereira et al., 2005; Achilli et al., 2004; Soares et al., 2010), desde donde se reexpandió al Norte y Este de Europa. Entre las causas que explicarían la distribución del haplogrupo H en la población europea actual, el cambio climático acontecido durante el Último Máximo Glacial parece haber jugado un papel importante.

Por otro lado, se ha postulado la existencia de una relación entre ciertos linajes mitocondriales y las enfermedades reumáticas, basándose en el papel crucial que juega la mitocondria en el funcionamiento celular y en la supervivencia frente al estrés oxidativo (Rego-Pérez et al., 2013; Hwang et al., 2015). Diversos estudios han mostrado que algunos haplogrupos mitocondriales pueden aumentar el riesgo a padecer enfermedades articulares degenerativas mientras que otros constituyen un factor de protección (Dominguez-Garrido et al., 2009; Rego-Pérez et al., 2013; Shen et al., 2014; Soto-Hermida et al., 2014).

Diversos estudios han propuesto que los haplogrupos europeos habrían sido moldeados por mecanismos selectivos relacionados con las bajas temperaturas existentes durante el último periodo glaciar, cuando *Homo sapiens* se dispersó por Europa (Ambrose 1998; Mishmar 2003; Wallace 2003; Ruiz-Pesini et al., 2004). En el presente estudio analizamos el ADN mitocondrial (ADNmt) y las patologías reumáticas de los individuos recuperados de la necrópolis medieval de San Miguel de Ereñozar (s. XIII-XVI), que muestran una elevada prevalencia de estas enfermedades permite (30%). Este análisis establecer una relación entre los linaies mitocondriales y las enfermedades reumáticas identificadas en esta necrópolis considerando la posible influencia del clima, ya que estos individuos vivieron durante un periodo conocido como Pequeña Edad de Hielo, caracterizado por unas condiciones climáticas desfavorables (Fagan 2000; Mann 2002).

# LOCALIZACIÓN

El yacimiento medieval de San Miguel de Ereñozar (s. XIII-XVI) se sitúa en la comarca de Busturialdea-Urdaibai, al noreste de la provincia de Bizkaia (País Vasco, España) (Fig. 1), del cual se han recuperado los restos esqueléticos humanos correspondientes a 163 individuos.



Fig 1. Localización geográfica de la necrópolis medieval de San Miguel de Ereñozar (Ereño, Bizkaia).

# **METODOLOGÍA**


El diagnóstico de enfermedades reumáticas se ha llevado a cabo en 163 individuos recuperados del yacimiento de San Miguel de Ereñozar, siguiendo los métodos descritos en Laza et al. (2018) y Ventades et al. (2018). El proceso de extracción del ADN antiguo (ADNa), se llevó a cabo siguiendo el procedimiento descrito en Laza et al. 2016, y teniendo en cuenta las precauciones habituales en los estudios de ADNa para evitar la posible contaminación (Hervella et al., 2012).

El segmento hipervariable I de la región D-loop del ADNmt fue secuenciada en los extractos de ADNa obtenidos mediante la amplificación de 6 fragmentos solapantes, de aproximadamente 100 pb cada uno, que permitieron la secuenciación de la región localizada entre los nucleótidos 15.995 y 16.399 (Alonso et al., 2003).

Las secuencias del ADNmt obtenidas fueron alineadas mediante el programa informático *BioEdit* y seguidamente fueron filtradas usando las bases de datos *Haplogrep* (*https://haplogrep.uibk.ac.at*) y *Phylotree* (*https://www.phylotree.org*), con el fin de determinar el haplogrupo, sub-haplogrupo y haplotipo mitocondrial de las muestras analizadas.

Para el análisis de los datos se realizaron varios Análisis de Componentes Principales mediante el programa estadístico *SPSS Statistic v24* con el fin de interpretar la covariación de las patologías óseas y de los haplogrupos y sub-haplogrupos del mtDNA en los individuos analizados.

#### **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

En el presente estudio, se identificaron 18 linajes mitocondriales diferentes, siendo el haplogrupo H y el sub-haplogrupo H2 los más frecuentes en esta necrópolis y entre los individuos con manifestaciones óseas reumáticas. Estos resultados sugieren que ambos marcadores podrían incrementar el riesgo a desarrollar enfermedades de tipos reumático. Uno de los haplogrupos más eficiente energéticamente es el H, que produce sin embargo un elevado estrés oxidativo, daño celular y degeneración del cartílago, promoviendo el desarrollo de enfermedades óseas degenerativas (Wallace 1999; Ruiz-Pesini et al., 2004; Martinez-Redondo et al., 2010; Wallace 2013). Esto explicaría el aumento de la frecuencia del haplogrupo H en la necrópolis estudiada, cuyos habitantes vivieron durante la Pequeña Edad de Hielo, periodo en que aumentarían las demandas energéticas. Además, hemos encontrado que los individuos portadores del haplogrupo H presentan una frecuencia significativamente mayor de patologías reumáticas y más concretamente de espondiloartropatías. Esta relación se verifica también para el sub-haplogrupo H2.

#### CONCLUSIONES

Desde el punto de vista evolutivo, la elevada frecuencia del haplogrupo H encontrada en la población de San Miguel de Ereñozar podría considerarse fruto de la adaptación biológica en relación a condiciones ambientales adversas, como las que tuvieron lugar durante la Pequeña Edad de Hielo, ya que este haplogrupo mitocondrial es más eficiente energéticamente para hacer frente y sobrevivir en tales condiciones. En contrapartida, conllevaría un coste biológico, aumentando el riesgo a desarrollar enfermedades reumáticas.

**Agradecimientos:** El presente estudio ha sido realizado gracias a la subvención a Grupos de Investigación del Gobierno Vasco (IT1138-16) y al Ministerio de Economía Industria y Competitividad (CGL2016-79093/P) y la concesión de una beca predoctoral del Gobierno Vasco a IML (2014\_1\_326). También queríamos agradecer al Gobierno Vasco y al Museo de Arqueología de Bizkaia por otorgarnos los permisos y el material antropológico, así como al arqueólogo Mikel Neira Zubieta por facilitarnos la información arqueológica del yacimiento de San Miguel de Ereñozar.

#### REFERENCIAS

- Behar D.M., Harmant C., Manry J., van Oven M., Haak W., Martinez-Cruz B., et al (2012). The Geographic Consortium. The Basque paradigm: genetic evidence of a maternal continuity in the Franco-Cantabrian región since pre-Neolithic times. Am. J. Hum. Genet. 90(30): 486-493.
- Richards, M., Macaulay, V., Hickey, E., Vega, E., Sykes, B., Guida, V. et al. (2000). Tracing European founder lineages in the Near Eastern mtDNA pool. *Am. J. Hum. Genet.* 67(5), 1251-1276.
- Achilli, A., Rengo, C., Magri, C., Battaglia, V., Olivieri, A., Scozzari, R., et al (2004). The molecular of mtDNA haplogroup H confirms that the Franco-Cantabrian glacial refuge was a major sourse for the European gene pool. *Am. J. Hum. Genet.* 75(5), 910-918.
- Torroni, A., Huoponen, K., Francalacci, P., Petrozzi, M., Morelli, L., Scozzari, R., et al (1996). Classification of European mtDNAs from an analysis of three European populations. *Genetics*. 144(4), 1835-1850.
- Torroni, A., Bandelt, H.J., Macaulay, V., Richards, M., Cruciani, F., Rengo, C., et al (2001). A signal, from human mtDNA, of postglacial recolonization in Europe. *Am. J. Hum. Genet.* 69(4), 844-852.
- Pereira, L., Richards, M., Goios, A., Alonso, A., Albarrán, C., Garcia, O., et al (2005). High-resolution mtDNA evidence for the late-glacial resettlement of Europe from an Iberian refugium. *Genome Res.* 15(1), 19-24.
- Soares, P., Achilli, A., Semino, O., Davies, W., Macaulay, V., Bandelt, H.J., et al (2010). The archaeogenetics of Europe. Curr. Biol. 20(4), R174-183.
- Rego-Pérez, I., Fernández-Moreno, M., Soto-Hermida, A., Fernández-López, C., Oreiro, N., Blanco, F.J. (2013). Mitochondrial genetics and osteoarthritis. *Front. Biosci.* (*Schol Ed*). 5, 360-368.
- Hwang, H.S., Kim, H.A. (2015). Chondrocyte apoptosis in the pathogenesis of osteoarthritis. Int. J. Mol. Sci. 16(11), 26035-26054.
- Dominguez-Garrido, E., Martínez-Redondo, D., Martín-Ruiz, C., Gómez-Durán, A., Ruiz-Pesini, E., Madero, P., et al (2009). Association of mitocondrial haplogroup J and mtDNA oxidative damage in two different North Spain elderly populations. *Biogerontology*. 10(4): 435-442.
- Shen, J.M., Feng, L., Feng, C. (2014). Role of mtDNA haplogroups in the prevalence of osteoarthritis in different geographic populations: a meta-analysis. *PLoS One.* 9(10), e108896.
- Soto-Hermida, A., Fernández-Moreno, M., Oreiro, N., Fernández-López, C, Rego-Pérez, I., Blanco, F.J. (2014). mtDNA haplogroups and osteoarthritis in different geographic populations. *Mitochondrion*. 15, 18-23.
- Ambrose, S.H. (1998). Late Pleistocene human population bottlenecks, volcanic winter and differenciation of modern humans. J. Hum. Evol. 34(6), 623-651.
- Mishmar, D., Ruiz-Pesini, E., Golik, P., Macaulay, V., Clark, A.G., Hosseini, S., et al (2003). Natural selection shaped regional mtDNA variation in humans. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*. 100(1): 171-176.



- Wallace, D.C., Ruiz-Pesini, E., Mishmar, D. (2003). mtDNA variation, climatic adaptation, degenerative diseases, and longevity. *Cold Spring Harb. Symp. Quant. Biol.* 68, 479-486.
- Ruiz-Pesini, E., Mishmar, D., Brandon, M., Procaccio, V., Wallace, D.C. (2004). Effects of purifying and adaptative selection on regional variation in human mtDNA. *Science*. 303(5655), 223-226.
- Fagan, B. (2000). The Little Ice Age: How Climate Made History 1300-1850. *Basic Books, New York.*
- Mann, M. (2002). Little Ice Age. *Encyclopedia of global* environmental change. 1, 540-549.
- Laza, I.M., Ventades, N.G., Hervella, M., de-la-Rúa, C. (2018). Contribution of ancient human remains analysis to the understanding of the variability in HLA-B gene variants in relation to the diagnosis of spondyloarthropathies. *J. Autoimmun.* 94, 70-82.
- Ventades, N.G., Laza, I.M., Hervella, M., de-la-Rúa C. (2018). A recording form for differential diagnosis of arthropathies. *Int. J. Paleophatol.* 20, 45-49.
- Hervella, M., Plantinga, T.S., Alonso, S., Ferwerda, B.,

- Izagirre, N., Fontecha, R., et al (2012). The loss of functional caspase-12 in Europe is a pre-Neolithic event. *PLoS One.* 7, e37022.
- Laza, I.M., Hervella, M., de-la-Rúa, C. (2016). Genetic markers in a medieval case of ankylosing spondylitis. *J. Rheumatol.* 43(3), 679-681.
- Alonso, A., Albarrán, C., Martín, P., García, P., García, O., de-la-Rúa, C., et al (2003). Multiplex-PCR of short amplicons for mtDNA sequencing from ancient DNA. *Congress Series*. 1239, 585-588.
- Wallace, D.C. (1999). Mitochondrial diseases in man and mouse. *Science*. 283(5407), 1482-1488.
- Martínez-Redondo, D., Marcuello, A., Casajús, J.A., Ara, I., Dahmani, Y., Montoya, J., et al (2010). Human mitocondrial haplogroup H: the highest VO2max consumer – is it a paradox?.*Mitochondrion*. 10(2), 102-107.
- Wallace, D.C., Chalkia, D. (2013). Mitochondrial DNA genetics and the heteroplasmy conundrum in evolution and disease. *Cold Spring Harb. Perspect. Biol.* 5(11), a021220.



## FACTORES AMBIENTALES Y ARTROPATÍAS INFLAMATORIAS: ESTUDIO DIACRÓNICO DE LA POBLACIÓN INHUMADA EN LA CATEDRAL DE SANTA MARÍA (VITORIA-GASTEIZ, ÁLAVA, s. XI-XIX)



N.G. Ventades<sup>(1)</sup>, C. Pérez-Rubio, I.M. Laza, M. Hervella, C. de-la-Rúa

(1) Dpto. Genética, Antropología Física y Fisiología Animal, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco (UPV/EHU). Barrio Sarriena, s/n. 48940-Bizkaia. <u>nerea.garciav@ehu.eus</u>

Abstract (Environmental factors and Inflammatory Arthropathies: diachronic study of the population buried in the Cathedral of Santa María, Vitoria-Gasteiz, Alava, 11th-19th century): Inflammatory Arthropathies (IAs) are a group of autoimmune diseases which affect joints. In addition to genetic predisposition, environmental factors, such as solar incidence, participate in its development. In relation to this environmental factor, we proposed to evaluate how Little Ice Age (LIA) (14<sup>th</sup>-19<sup>th</sup> centuries) could influence in the genesis of Als in the population of Vitoria-Gasteiz recovered from the Cathedral of Santa María (11<sup>th</sup>-19<sup>th</sup> centuries). The paleopathological analysis has allowed us to diagnose some diseases such as Ankylosing Spondylitis (AS), Rheumatoid Arthritis (RA) and Reactive Arthritis (ReA). These results have been analysed in a diachronic perspective, considering the chronology of the burials in relation to LIA. Studies like this increase the knowledge about how people from Vitoria-Gasteiz lived and died in Medieval and Modern Ages.

**Palabras clave:** Paleoantropología, Paleopatología, Artropatía, Pequeña Edad de Hielo. *Key words:* Paleoanthropology, Paleopathology, Arthropathy, Little Ice Age.

#### INTRODUCCIÓN

Las artropatías pueden tener distinto origen (inflamatorio, degenerativo, neurológico, endocrino, etc.). Nuestro trabajo se centra en las Artropatías Inflamatorias (Als), enfermedades de carácter autoinmune cuya génesis se relaciona con la incapacidad del sistema inmune para reconocer y tolerar los antígenos propios. Algunas de estas enfermedades pueden identificarse en poblaciones arqueológicas, destacando la Artritis Reumatoide (AR), Artritis Psoriásica (APs), Artritis Reactiva (ARe) y Espondilitis Anquilosante (EA), entre otras.

Actualmente, se desconoce la etiopatogenia de las Als, aunque se sabe que en su desarrollo participan una combinación de factores genéticos y ambientales (Gabriel y Michaud, 2009). Uno de los factores ambientales más importantes es la disminución en la incidencia solar, lo que conlleva una deficiencia en la síntesis de Vitamina D (Shoenfeld *et al*, 2009), molécula que juega un papel muy importante en la modulación del sistema inmune.

Con el fin de evaluar la influencia de factores ambientales en la génesis de las Als, vamos a analizar una excepcional colección osteológica (2.200 enterramientos) procedente de la Catedral de Santa María (Vitoria-Gasteiz, Álava, s. XI-XIX). Uno de los factores ambientales más importantes acontecidos durante este periodo es la Pequeña Edad de Hielo (PEH), un acontecimiento comprendido entre los siglos XIV y XIX en el que se produjo un enfriamiento del planeta debido a una disminución de la radiación solar, asociada con la alteración de las condiciones climáticas (Oliva *et al*, 2018). En base a este factor ambiental, nos proponemos valorar cómo pudo influir la Pequeña Edad de Hielo (PEH) en la génesis de algunas patologías, como las Artropatías Inflamatorias (Als).

#### LOCALIZACIÓN

La Catedral de Santa María (Vitoria-Gasteiz, Álava) es un templo católico situado en el extremo septentrional del cerro sobre el que se asentó la primitiva aldea de Gasteiz, y que, posteriormente, dio lugar a la ciudad actual de Vitoria-Gasteiz.



Fig. 1: Localización geográfica de la Catedral de Santa María en el casco histórico de Vitoria-Gasteiz (Álava, País Vasco).

#### METODOLOGÍA

De la Catedral de Santa María se han recuperado un total de 2.200 enterramientos en diferentes campañas de excavación desde el año 1997 hasta el 2007. Dada la amplitud de la necrópolis, para este trabajo se ha seleccionado una muestra compuesta por 358 enterramientos correspondientes a diferentes rangos cronológicos en relación a la Pequeña Edad de Hielo (PEH).



Los restos óseos se han examinado a nivel morfológico con el fin de estimar el Número Mínimo de Individuos (NMI), el grado de conservación y el sexo y la edad. Para ello, se han seguido los principales métodos utilizados en Antropología Física (Bass, 2005; Schaefer *et al*, 2009).

Se ha realizado un análisis paleopatológico, con el objetivo de identificar posibles rasgos patológicos en los enterramientos. Para ello, se ha utilizado la ficha de recogida de datos diseñada por Ventades *et al*, 2018, la cual es específica para el diagnóstico diferencial de artropatías.

#### **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

La muestra de enterramientos analizada en este trabajo (N=358) corresponde a un Número Mínimo de 407 Individuos (NMI). La estimación de sexo y edad de los individuos analizados sigue una distribución normal, lo cual indica que la muestra es representativa de la población original.

El análisis paleopatológico ha permitido identificar que el 58% de los individuos presentan rasgos patológicos a nivel óseo correspondientes a distintos grupos de enfermedades (artropatías, patologías infecciosas, traumáticas, metabólicas y osteomas). Las patologías más frecuentes son las artropatías (88%), diagnosticándose casos patológicos de algunas Artropatías Inflamatorias (Als), como la Espondilitis Anquilosante (EA), Artritis Reumatoide y Artritis Reactiva (ARe). Estos resultados se han analizado en perspectiva diacrónica, considerando la cronología de los enterramientos en relación a la Pequeña Edad de Hielo (PEH).

Estudios como el que se proponen en este trabajo contribuyen a aumentar el conocimiento sobre la influencia de factores ambientales en el desarrollo de patologías como las Artropatías Inflamatorias (Als), valorando como pudo afectar la Pequeña Edad de Hielo (PEH) en la salud de los habitantes de Vitoria-Gasteiz en la Edad Media y Moderna.

Agradecimientos: El presente estudio ha sido realizado gracias a la subvención del Gobierno Vasco a Grupos de Investigación (IT1138-16), del Ministerio de Economía Industria y Competitividad (CGL2016-79093/P) y a la concesión de becas predoctorales del Gobierno Vasco a Nerea G. . Ventades (2018\_1\_0139) y a Imanol M. Laza (2014\_1\_326). También mostramos nuestro agradecimiento al centro de Patrimonio Cultural del Gobierno Vasco y al Museo de Arqueología de Vitoria-Gasteiz (BIBAT) por facilitarnos el acceso al material antropológico recuperado de la Catedral de Santa Maria (Vitoria-Gasteiz). Asimismo, queremos agradecer al Grupo de Investigación en Patrimonio Construido (GPAC) por los datos de los enterramientos facilitados.

#### REFERENCIAS

- Bass, W.M. (2005). *Human Osteology: A Laboratory and Field Manual (5 Ed.)*. Missouri Archaeological Society, Springfield
- Gabriel, S.E., Michaud, K. (2009). Epidemiological studies in incidence, prevalence, mortality, and comorbidity of the rheumatic diseases. *Arthritis Research and Therapy* 11(3): 229.
- Oliva, M., Ruiz-Fernández, J., Barriendos, M., Benito, G., et al. (2018). The Little Ice Age in Iberian mountains. Earth-Science Reviews 177: 175-208.
- Schaefer, M., Black, S.; Scheuer, L. (2009). Juvenile Osteology: A Laboratory and Field Manual. Elsevier, London.
- Shoenfeld, N., Amital, H., Shoenfeld, Y. (2009). The effect of melanism and vitamin D synthesis on the incidence of autoimmune disease. *Nature Clinical Practice Rheumatology* 5(2): 99-105.
- Ventades, N.G., Laza, I.M., Hervella, M., de-la-Rúa, C. (2018). A recording form for differential diagnosis of arthropathies. *International Journal of Paleopathology* 20: 45-49.



## RAQUITISMO EN LA POBLACIÓN DE VITORIA-GASTEIZ INHUMADA EN LA CATEDRAL DE SANTA MARÍA: INFLUENCIA DE LOS FACTORES AMBIENTALES DURANTE LOS SIGLOS XI-XIX



C. Pérez-Rubio, N.G. Ventades, C. de-la-Rúa, M. Hervella

Dpto. Genética, Antropología Física y Fisiología Animal, Facultad de Ciencias y Tecnología, Universidad del País Vasco (UPV/EHU). B<sup>o</sup> Sarriena s/n, 48940, Leioa, Bizkaia <u>cperezrubio94@gmail.com</u>

Abstract (RICKETS IN THE POPULATION OF VITORIA-GASTEIZ BURIED IN THE CATHEDRAL OF SANTA MARIA: INFLUENCE OF ENVIRONMENTAL FACTORS DURING THE XI-XIX CENTURIES): Rickets is a metabolic disease caused by vitamin D deficiency, whose most characteristic manifestation is bone deformation. The main factor affecting the prevalence of rickets is the lack of solar exposure. This study examines the prevalence of this disease in a sample of burials recovered from the Cathedral of Santa Maria (Vitoria-Gasteiz, S. XI-XIX) and the influence of the Little Ice Age (LIA, S. XIV-XIX) in the frequency of rickets. The number of cases during the LIA exponentially increases over the past centuries, reaching a doubling of the percentage of the disease in the population.

Palabras clave: Raquitismo, Pequeña Edad de Hielo, Vitamina D Key words: Rickets, Little Ice Age, Vitamin D

#### INTRODUCCIÓN

El raquitismo es una enfermedad metabólica producida por un fallo en la mineralización del hueso debido a la deficiencia de vitamina D y/o a la falta de calcio (Roberts&Manchester, 2005) (Holick, 2006). La vitamina D es una prohormona requerida para la absorción del calcio en los huesos (Roberts & Manchester, 2005). El 90% de la vitamina D necesaria en nuestro organismo es sintetizada en la piel con la acción de los rayos UV mientras que el 10% restante se obtiene de los alimentos (Iscan y Kennedy, 1989) (Roberts & Manchester, 2005) Una deficiencia de vitamina D provoca una disminución de la absorción de calcio y en consecuencia, se estimula la secreción de la hormona paratiroidea liberando calcio y fosfato de los huesos para mantener los niveles de calcio adecuados Esto resulta en una disminución en la mineralización del hueso y un exceso de cartílago sin mineralizar (Özkan, 2010) (Holick, 2006).

La frecuencia del raquitismo es mayor antes de los 18 meses de edad y presenta los valores máximos entre los 4 y 12 meses (Holick, 2006), siendo su principal característica la deformación de los huesos (Giuffra et al, 2013). En adultos, el raquitismo residual se ve frecuentemente plasmado en deformidades en los huesos largos inferiores (Brickley et al., 2010).

El déficit de vitamina D es atribuido a distintos factores genéticos y ambientales, como son la ingesta baja de esta vitamina, falta de exposición solar, el tipo de pigmentación en la piel, desórdenes en el metabolismo de esta vitamina y una posible incapacidad genética de sintetizar cholecalciferol, precursor de la vitamina D. (Narchi et al., 2001) (Mays et al., 2006) (Holick, 2006). No obstante, diversos autores indican que los factores ambientales son la principal causa de esta enfermedad (Resnick y Niwayama, 1988) (Mays et al., 2006) En este trabajo, se evaluará la influencia de los factores ambientales en la prevalencia de raquitismo en relación a la Pequeña Edad del Hielo (PEH, s. XIV-XIX), un período frío que se caracterizó por una disminución de la actividad solar. En este contexto, disponemos de una colección osteológica procedente de la Catedral de Santa María de Vitoria-Gasteiz (XI y XIX) con una cronología que nos permitirá evaluar el efecto de la PEH a través del estudio paleopatológico del raquitismo en esta población.

#### LOCALIZACIÓN

La Catedral de Santa María (Vitoria-Gasteiz, Álava) se sitúa en el lugar donde existió el primer asentamiento de la aldea de Gasteiz, a partir del cual se originó la actual ciudad de Vitoria-Gasteiz.

#### METODOLOGÍA

Los restos esqueléticos analizados en el presente estudio proceden de las distintas campañas de excavación de la Catedral de Santa María de Vitoria-Gasteiz (1997-2007). A partir del inventario de enterramientos, se seleccionó una submuestra de 404 individuos clasificados como subadultos; en los cuáles se ha estimado la edad y en el caso de los adultos, también el sexo.

Para la estimación de la edad en los subadultos se ha utilizado el método basado en la calcificación dentaria (Smith, 1991), la longitud de los huesos (Fazekas y Kosa, 1978; Maresh, 1970; Scheuer y Black, 2000) y en el caso de los juveniles también el método de unión de la epífisis (Schaefer et al., 2009). En el caso de los individuos adultos se ha utilizado el método de la carilla auricular de la región sacroilíaca (Byers, 2001).

En la estimación del sexo se utilizan los métodos de Klales et al., 2012 basado en características morfológicas de la pelvis y el método de Buikstra y Ubelaker, 1994 basado en la morfología craneal.



Por otro lado, el diagnostico de raquitismo se ha realizado basándose principalmente en la morfología del cráneo: presencia de porosidad en la bóveda craneal, presencia de criba orbitaria y deformación de la rama mandibular; y en los huesos largos: la deformación y engrosamiento, el ensanchamiento de las placas de crecimiento (Ortner y Mays, 1998; Giuffra et al, 2013) y la inclinación distal de la tibia y la coxa vara (Mays et al., 2006). Ninguna de estas características por separado son diagnósticas de la enfermedad, pero en combinación permiten diagnosticar raquitismo (Mays et al., 2006)

#### **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

En la muestra analizada hemos estimado que el 85.4% de los individuos son subadultos y el 14.6% son adultos.

El número de individuos diagnosticados con raquitismo ha sido de 28, de los cuales, 3 son adultos y 25 subadultos. Teniendo en cuenta la cronología de los individuos diagnosticados con raquitismo, observamos que se duplican los casos durante la PEH.(XIV-XIX) en relación a la frecuencia de la enfermedad en el periodo anterior(XI-XIII).

Como se ha comentado previamente la falta de radiación ultravioleta, es la principal causa de raquitismo independientemente de que exista un factor genético que determine la enfermedad. Durante los siglos XIV y XIX tuvo lugar la PEH, un período frío en el que la radiación solar disminuyó notablemente. Según los datos de la submuestra analizada, la frecuencia del raquitismo aumenta de manera notable llegando a duplicarse durante los siglos que dura la Pequeña Edad de Hielo. Por lo tanto, podemos ver que el factor ambiental es fundamental en la determinación del raquitismo.

**Agradecimientos:** El estudio ha sido realizado gracias a la subvención del Gobierno Vasco a Grupos de Investigación (IT1138-16), del Ministerio de Economía Industria y Competitividad (CGL2016-79093/P) y la concesión de una beca predoctoral del Gobierno Vasco a NGV (2018\_1\_0139). También mostramos nuestro agradecimiento al centro de Patrimonio Cultural del Gobierno Vasco y al Museo de Arqueología de Vitoria-Gasteiz (BIBAT) por facilitarnos el acceso al material antropológico recuperado de la Catedral de Santa María (Vitoria-Gasteiz). Asimismo, queremos agradecer al Grupo de Investigación en Patrimonio Construido (GPAC) por la información arqueológica facilitada

#### REFERENCIAS

- Byers SN. (2001) Introduction to Forensic Anthropology: A Textbook. Boston: Allyn & Bacon
- Brickley, M., Mays, S., & Ives, R. (2010). Evaluation and interpretation of residual rickets deformities in adults. *International Journal of Osteoarchaeology*, 20(1), 54-66.
- Buikstra, J. E. &Ubelaker, D. H. (1994). Standards for data collection from human skeletal remains. Arkansas: *Arkansas Archaeological Survey Research Series*. Fazekas, I. G., & Kósa, F. (1978). Forensic fetal osteology. Budapest: Akadémiai Kiadó.
- Giuffra, V., Vitiello, A., Caramella, D., Fornaciari, A., Giustini, D., &Fornaciari, G. (2013). Rickets in a high

social class of Renaissance Italy: the Medici children. *International Journal of Osteoarchaeology, 25(5), 608-624.* 

- Holick, M. F. (2006). Resurrection of vitamin D deficiency and rickets. *The Journal of Clinical Investigation*, 116(8), 2062-2072.
- Iscan, M. Y., & Kennedy, K. A. (1989). Reconstruction of life from the skeleton. New York: Alan R. Liss., 207
- Klales, A. R., Ousley, S. D., & Vollner, J. M. (2012). A revised method of sexing the human innominate using Phenice's nonmetric traits and statistical methods. *American Journal of Physical Anthropology, 149(1), 104-114.*
- Maresh, M.M. (1970). Measurements from roentgenograms. In: Human Growth and Development (R.W. McCammon,
- Mays, S., Brickley, M., & Ives, R. (2006). Skeletal manifestations of rickets in infants and young children in a historic population from England. *American Journal of Physical Anthropology*, 129(3), 362-374.
- Moorrees, C. F., Fanning, E. A., & Hunt Jr, E. E. (1963). Age variation of formation stages for ten permanent teeth. Journal of Dental Research, 42(6), 1490-1502.
- Narchi, H., El Jamil, M., &Kulaylat, N. (2001). Symptomatic rickets in adolescence. Archives of Disease in Childhood, 84(6), 501-503.
- Ortner, D. J., & Mays, S. (1998). Dry-bone manifestations of rickets in infancy and early childhood. International Journal of Osteoarchaeology, 8(1), 45-55.
- Özkan, B. (2010). Nutritional rickets. Journal of Clinical Research in Pediatric Endocrinology, 2(4), 137. Roberts, C., & Manchester, K. (2005) The archaeology of
- Roberts, C., & Manchester, K. (2005) The archaeology of disease. Tercera edición, 2005. The History Press, 233, 237-242,244
- Schaefer, M., Black, S., & Scheuer, L. (2009). Juvenile Osteology: A Laboratory and Field Manual. Academic Press, San Diego
- Scheuer, L., & Black, S. (2000). *Developmental juvenile Osteology*. Academic Press: San Diego
- Smith, B. H. (1991). Standards of human tooth formation and dental age assessment. In: Kelly M.A., Larsen, C.S, (Eds), Advances in Dental Anthropology (pp143-168). New York: Wiley-Liss Inc.Resnick, D., & Niwayama, G. (1988). Diagnosis of bone and joint disorders (2nd edn). WB Saunders: London



## SUPERVIVENCIA DE DOS LINAJES GENÉTICOS DE CAZADORES-RECOLECTORES EN LA PENÍNSULA IBÉRICA



V. Villalba-Mouco<sup>(1)(2)</sup>, M.S. van de Loosdrecht<sup>(1)</sup>, C. Posth<sup>(1)</sup>, R. Mora<sup>(3)</sup>, J. Martínez-Moreno<sup>(3)</sup>, M. Rojo-Guerra<sup>(4)</sup>, D.C. Salazar-García<sup>(5)</sup>, J.I. Royo-Guillén<sup>(6)</sup>, M. Kunst<sup>(7)</sup>, H. Rougier<sup>(8)</sup>, I. Crevecoeur<sup>(9)</sup>, H. Arcusa-Magallón<sup>(10)</sup>, C. Tejedor-Rodríguez<sup>(11)</sup>, I. García-Martínez de Lagrán<sup>(12)</sup>, R. Garrido-Pena<sup>(13)</sup>, K.W. Alt<sup>(14)(15)</sup>, P. Utrilla<sup>(2)</sup>, J. Krause<sup>(1)</sup>, W. Haak<sup>(1)</sup>

(1) Department of Archaeogenetics, Max Planck Institute for the Science of Human History, Kahlaische Strasse 10, 07745 Jena, Germany.

(2) Departamento de Ciencias de la Antigüedad, Grupo Primeros Pobladores del Valle del Ebro (PPVE), Instituto de Investigación en Ciencias Ambientales (IUCA), Universidad de Zaragoza, España.villalba@shh.mpg.de

(3) Centre d'Estudis del Patrimoni Arqueològic de la Prehistòria (CEPAP), Facultat de Lletres, Universitat Autònoma de Barcelona, 08190 Bellaterra, España

(4) Departmento de Prehistoria, Universidad de Valladolid, Plaza del Campus, 47011 Valladolid, España

(5) Grupo de Investigación en Prehistoria IT-622-13 (UPV-EHU)/IKERBASQUE-Basque Foundation for Science, Euskal Herriko Unibertsitatea, Francisco Tomas y Valiente s/n., 01006 Vitoria, España

(6) Dirección General de Cultura y Patrimonio, Gobierno de Aragón, Avenida de Ranillas, 5 D., 50018 Zaragoza, España

(7) Instituto Arqueológico Alemán, Calle Serrano 159, E-28002 Madrid, España

(8) Department of Anthropology, California State University, Northridge, Northridge, California 91330, USA

(9) Universite de Bordeaux, CNRS, UMR 5199-PACEA, 33615 Pessac Cedex, France

(10) Arcadia-FUNGE, Fundación General de la Universidad de Valladolid, 47002 Valladolid, España

(11) Juan de la Cierva-Formación, Institute of Heritage Sciences, Spanish National Research Council (Incipit, CSIC), Av. de Vigo, 15705 Santiago de Compostela, España

(12) Juan de la Cierva-Incorporación. Departamento de Prehistoria. Universidad de Valladolid. Plaza del Campus. 47011 Valladolid, España

(13) Departamento de Prehistoria, Universidad Autónoma de Madrid, Campus de Cantoblanco, 28049 Madrid, España

(14) Center of Natural and Cultural Human History, Danube Private University, Steiner Landstr. 124, A-3500 Krems, Austria
(15) Department of Biomedical Engineering, University of Basel, Gewerbestrasse 14-16, CH-4123 Allschwil, Switzerland

Abstract (Survival of dual Hunter-Gatherer ancestry in the Iberian Peninsula): The Iberian Peninsula conformed a periglacial refugium for Pleistocene hunter-gatherers (HG) during the Last Glacial Maximum (LGM) which served as a potential source for the re-peopling of northern latitudes. After 14,000 years ago, the genetic signature was dominated by ancestry associated with the individual from Villabruna, generally called Western HG (WHG). However, little is known about the genetic diversity in the southern refugia. Here we report new genome-wide data that highlight the late survival of another Paleolithic lineage in Iberia, previously reported in Magdalenian individuals. We show that all Iberian HG, including the oldest individual from El Mirón (~18,600 yrs cal BP), carry dual ancestry from both WHG and the Magdalenian cluster. Thus, our results suggest an earlier connection between refugia than 14,000 yrs cal BP. Our new genomic data from Iberian Early and Middle Neolithic individuals show that dual Iberian HG genomic legacy pertains in the peninsula, suggesting that expanding farmers mixed with local HGs.

Palabras clave: Genética de poblaciones, ADN antiguo, Paleolítico, Mesolítico Key words: Population Genetics, aDNA, Paleolithic, Mesolithic

#### INTRODUCCIÓN

La Península Ibérica, situada en el extremo suroeste de Europa se considera un territorio importante para estudio de los movimientos poblaciones el prehistóricos. Durante el Último Máximo Glacial, la Península Ibérica constituyó un refugio biogeográfico (Stewart & Stringer, 2012) para las poblaciones de cazadores-recolectores que potencialmente sirvió para repoblar latitudes más septentrionales. Este fenómeno se ha asociado con el linaje genético asociado al individuo del El Mirón y a todos los individuos relacionado con el tecno-complejo Magdaleniense (Fu et al., 2016). Sin embargo, el linaje genético mayoritario a partir del 14.000 cal BP en Europa Central y Occidental es el que se asocia al individuo de Villabruna en Italia, comúnmente descrito como Villabruna cluster o Western Hunter-Gatherers (WHG), que parece reemplazar al linaje asociado con los individuos Magdalenienses (Fu et al., 2016).

Durante el Holoceno medio, alrededor de hace unos 7.500 años, los primeros individuos Neolíticos llegan

a la Península Ibérica portando consigo una nueva componente genética directamente relacionada con poblaciones de Oriente Próximo (Haak et al., 2015). Esta rápida expansión de los individuos del Neolítico antiguo desde el Oeste de Anatolia hacia Europa provoca la ausencia de cambios sustanciales en el genoma. Sin embargo, es posible diferenciar poblaciones del Neolítico Antiguo mediante la componente cazadora recolectora adquirida por hibridación a lo largo de las diferentes rutas migratorias (Lipson et al., 2017).

Por ello, el objetivo de nuestro estudio consiste en generar nuevos datos genómicos de individuos cazadores-recolectores e individuos neolíticos para estudiar en detalle la estructura genética de los cazadores-recolectores de la Península Ibérica durante el Paleolítico Final y Mesolítico, así como caracterizar la componente genética de los cazadores recolectores que contribuyó en la composición genética de los individuos neolíticos de Iberia.



Fig. 1: A) Localización de las muestras analizadas en este estudio (símbolos en negrita) y muestras publicadas de individuos cazadores recolectores y del Neolítico Antiguo y Medio. B) Dataciones radiocarbónicas de los individuos analizados en este estudio calibradas BP a 2 sigma.

#### LOCALIZACIÓN

En nuestro estudio incluimos diez nuevos individuos de yacimientos de la Península Ibérica de entre 13.000 y 6.000 años de antigüedad (cal BP): dos individuos del yacimiento de Balma Guilanyà (Paleolítico Superior Final), un individuo del yacimiento Mesolítico de Moita do Sebastião, tres individuos del Neolítico antiguo de la Cueva de Chaves más un individuo del Neolítico Medio del mismo yacimiento, un individuo del Neolítico Antiguo del yacimiento de Fuente Celada y dos individuos del Neolítico Medio de la Cova de Els Trocs. Además, hemos mejorado los datos genómicos del individuo Magdaleniense del yacimiento Troisième caverne de Goyet, en Bélgica, datado directamente en 15.232–14.778 cal BP (Figura 1).

#### METODOLOGÍA

El ADN de los restos humanos fue extraído de huesos y dientes (Dabney et al., 2013). Para cada uno de los individuos realizamos diferentes bibliotecas genómicas de doble cadena de ADN. Todas las bibliotecas genómicas con un ADN endógeno superior al 0,2% fueron enriquecidas en ADN humano mediante captura 1240K (aprox. un millón doscientos cuarenta mil 'single nucleotide polymorphisms' [SNPs]) (Mathieson et al., 2015). Independientemente, también se llevó a cabo la mitocaptura para obtener el genoma mitocondrial (Mittnik et al., 2018). Posteriormente, las librerías capturadas fueron secuenciadas en plataformas Illumina.

#### RESULTADOS

Todas las bibliotecas genómicas presentaron las características de ADN antiguo sin signos de contaminación.

Los nuevos datos generados muestran que todos cazadores recolectores de Iberia forman una clina entre los individuos magdalenienses (con Goyet Q-2 como representante) y los denominados WHG (con Villabruna como representante). Esta clina también incluye al individuo de El Mirón. Este hallazgo

también se confirma mediante estadísticas f4, y modelos qpWave/qpAdm de estimación de mezclas (Figura 2).

También hemos estudiado la presencia de este doble linaje Paleolítico en nuestros individuos Neolíticos. Los resultados muestras algunos de los individuos del Neolítico antiguo de la Península poseen una mayor proporción del linaje Magdaleniense que los individuos del Neolítico antiguo fuera de la Península (Figura 3).



Fig. 2: Distancias genéticas entre los individuos cazadores recolectores de Eurasia representados mediante MDS (TC: Tecno-Complejo).

#### DISCUSIÓN

Los resultados obtenidos en los individuos cazadores-recolectores sugieren que ambos linajes paleolíticos sobrevivieron en Europa occidental mezclados, concretamente en la Península Ibérica, mientras que en otras regiones el linaje genético asociado a los individuos magdalenienses es reemplazado por el linaje genético asociado a los WHG. El representante más antiguo de esta mezcla de linajes sería el individuo de El Mirón, lo que



sugiere una conexión entre los refugios periglaciales más temprana de lo que se había estimado previamente.

El hecho de encontrar estos dos linajes paleolíticos en los individuos del Neolítico antiguo de la Península

Ibérica apoyaría la hipótesis de la hibridación local de los dos grupos poblaciones durante la transición Mesolítico-Neolítico.



Fig. 3: Modelo qpAdm que cuantifica la proporción de linaje asociados a Neolítico de Anatolia, Goyet Q-2 y Villabruna en individuos del Neolítico Antiguo y Neolítico Medio de Iberia.

#### CONCLUSIONES

Nuestros resultados demuestras el poder resolución de los análisis de ADN antiguo y cómo éstos nos pueden ayudar a complementar la información arqueológica.

Agradecimientos: Este estudio ha sido financiado por el Max Planck Society y el European Research Council ERC-CoG 771234 PALEoRIDER (W.H.). V.V.-M. cuenta con una beca predoctoral del Gobierno de Aragón y el Fondo Social Europeo (BOA20150701025) y obtuvo una beca de 3 meses del Programa CAI-Ibercaja de Estancias de Investigación (CH 76/16). V.V.-M. y P.U. son miembros del proyecto HAR2014-59042-P (Transiciones climáticas y adaptaciones sociales en la prehistoria de la Cuenca del Ebro), y del grupo de investigación PPVE (H-07: Primeros Pobladores del Valle del Ebro).

#### REFERENCIAS

- Dabney, J., Knapp, M., Glocke, I., Gansauge, M.-T., Weihmann, A., Nickel, B., ... Meyer, M. (2013). Complete mitochondrial genome sequence of a Middle Pleistocene cave bear reconstructed from ultrashort DNA fragments. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States* of America, 110(39), 15758–15763.
- Fu, Q., Posth, C., Hajdinjak, M., Petr, M., Mallick, S., Fernandes, D., ... Reich, D. (2016). The genetic history of Ice Age Europe. *Nature*, 534, 200.
- Haak, W., Lazaridis, I., Patterson, N., Rohland, N., Mallick, S., Llamas, B., ... Reich, D. (2015). Massive migration from the steppe was a source for Indo-European languages in Europe. *Nature*, 522, 207.
- Lipson, M., Szécsényi-Nagy, A., Mallick, S., Pósa, A., Stégmár, B., Keerl, V., ... Reich, D. (2017). Parallel palaeogenomic transects reveal complex genetic history of early European farmers. *Nature*, 551, 368.
- Mathieson, I., Lazaridis, I., Rohland, N., Mallick, S., Patterson, N., Roodenberg, S. A., ... Reich, D. (2015). Genome-wide patterns of selection in 230 ancient Eurasians. *Nature*, 528, 499.
- Mittnik, A., Wang, C.-C., Pfrengle, S., Daubaras, M., Zarina, G., Hallgren, F., ... Krause, J. (2018). The genetic prehistory of the Baltic Sea region. *Nature Communications*, 9(1), 442.
- Stewart, J. R., & Stringer, C. B. (2012). Human Evolution Out of Africa: The Role of Refugia and Climate Change. *Science*, 335(6074), 1317 LP-1321.



## ANÁLISIS ISOTÓPICO DEL CARBONO, NITRÓGENO Y AZUFRE DE LOS RESTOS HUMANOS DE ELTORAL III (LLANES, ASTURIAS): IMPLICACIONES ALIMENTICIAS Y DE MOVILIDAD



B. González-Rabanal <sup>(1)</sup>, Ana B. Marín-Arroyo <sup>(1</sup>, J. R. Jones <sup>(1)</sup>, I. Gutiérrez-Zugasti <sup>(1)</sup>, M. R. González-Morales <sup>(1)</sup>

<sup>(1)</sup> Grupo de Bioarqueología y Paleoclima, Instituto Internacional de Investigaciones Prehistóricas de Cantabria (Universidad de Cantabria). Edificio Interfacultativo, Av. de los Castros, s/n, 39005 Santander, Cantabria.

Stable isotope analysis ( $\delta^{13}$ C,  $\delta^{15}$ N,  $\delta^{34}$ S) of bone collagen from the human remains of El Toral III (Llanes, Asturias): dietary and mobility implications. This work focuses on reconstructing diets and mobility during the Mesolithic, Neolithic and Chalcolithic in the Cantabrian Region. A multi-isotopic approache was carried out in human remains well-dated from El Toral III rockshelter. Results showed different diets between the Mesolithic and Neolithic/Chalcolithic periods. Marine protein consumption was detected during the Mesolithic while during the Neolithic/Chalcolithic the human diet was based on terrestrial C<sub>3</sub> animal resources, probably related to the consumption of meat, milk and dairy products.

**Palabras clave:** análisis isotópico, Mesolítico-Neolítico, Región Cantábrica *Key words*: isotopic analysis, Mesolithic-Neolithic, Cantabrian Region

#### INTRODUCCIÓN

Los análisis de isótopos estables de carbono  $({}^{13}C/{}^{12}C)$ , nitrógeno  $({}^{15}N/{}^{14}N)$  y azufre  $({}^{34}S){}^{32}S)$ , se han erigido en los últimos años como una herramienta esencial que proporciona información sobre la dieta y los modos de vida de los últimos grupos de cazadores-recolectores y las primeras sociedades campesinas.

En la Región Cantábrica, este tipo de análisis son limitados. Los estudios realizados hasta la fecha se ciñen a los pioneros muestreos de Arias (2005) y más recientemente, a otros trabajos en diferentes yacimientos cantábricos holocenos (López-Costas et al. 2015; Fernández-Crespo y Schulting, 2017; Fernández-Crespo et al. 2018; Sarasketa-Gartzia et al. 2018, Jones et al. 2019).

En este trabajo, se presentan los resultados isotópicos de carbono, nitrógeno y azufre de los restos humanos del abrigo rocoso de El Toral III, el cual fue utilizado como lugar de inhumación durante el Mesolítico, Neolítico y Calcolítico, lo que permite conocer por primera vez la evolución de la dieta a lo largo del proceso de neolitización de la Región Cantábrica en un mismo yacimiento.

#### LOCALIZACIÓN

El abrigo de El Toral III se localiza en el municipio de Andrín (Llanes, Asturias) a una distancia de 1.4 kilómetros de la actual línea de costa. Este abrigo rocoso de 25 m<sup>2</sup> forma parte de un complejo kárstico más grande conocido como El Toral-Pellunarices, con ocho bocas abiertas al exterior. El yacimiento fue descubierto en 2009 durante la realización de las obras de la autovía del cantábrico y excavado en una intervención arqueológica de rescate de apenas dos meses de duración (Noval, 2014).

La excavación sistemática produjo una serie de unidades estratigráficas de conchero intactas en las que se documentaron una serie de restos humanos aislados de época mesolítica. Posteriormente,

durante el Neolítico, una estructura funeraria a modo de cista fue construida cortando parcialmente los niveles de conchero y proporcionando gran cantidad de restos humanos de este periodo que fueron alterados posteriormente por nuevos enterramientos llevados a cabo durante el periodo Calcolítico. Finalmente, procesos tafonómicos naturales habituales en cuevas y abrigos, como la solifluxión y la crioturbación alteraron los enterramientos. Por lo tanto, los niveles superiores de la estratigrafía (1, 2 y 3) se encuentran removidos tanto por la acción antrópica acontecida durante las distintas fases de reutilización del abrigo como espacio sepulcral como por la intervención de los procesos tafonómicos diagenéticos documentados en el vacimiento.

#### METODOLOGÍA

Ocho muestras humanas pertenecientes a siete individuos fueron utilizadas para el estudio isotópico y la datación radiocarbónica basándose en los siguientes criterios: posición estratigráfica de los restos en el vacimiento, elección de huesos largos anatómicamente identificables teniendo en cuenta el lado, el tamaño y la edad de cada individuo con un buen estado de conservación para asegurar la conservación del colágeno. Por su parte, diecinueve muestras de animales de diferentes especies fueron empleadas como base comparativa siguiendo dos criterios adicionales: huesos completamente fusionados de animales adultos y elementos anatómicos con marcas de carnicería.

Las muestras de todos los especímenes (humanas y animales) fueron analizadas para obtener los valores del  $\delta^{13}$ C,  $\delta^{15}$ N y  $\delta^{34}$ S. La premisa básica en la medición de isótopos estables en colágeno óseo es que los elementos que conforman los tejidos corporales de cualquier animal provienen de los alimentos que éstos han consumido en la última década de su vida y posteriormente se incorporan a nuestros huesos. El carbono nos da información de la fuente principal de alimentación proteica, estableciendo el origen marino (-12 ± 1‰) o terrestre



(-20 ± 1‰) de los alimentos consumidos (DeNiro y Epstein, 1978), así como el consumo de plantas fotosintéticamente diferentes (C<sub>3</sub> y C<sub>4</sub>). El nitrógeno, por su parte, refleja la posición de la cadena alimenticia que ocupa un individuo, mostrando un aumento del 3-5‰ por cada nivel trófico (Minagawa y Wada, 1984). Así, los herbívoros suelen tener unos valores de +6‰ y los carnívoros de +9‰ (Hedges y Reynard, 2007). El azufre se deriva de la metionina, aminoácido esencial para los organismos animales que refleja la metionina incorporada de la proteína consumida dependiendo del ecosistema terrestre, marino o de agua dulce (Richards et al. 2001). Las plantas terrestres reflejan valores entre -7‰ y +8‰, los recursos marinos valores cercanos al +20‰ y los valores de ecosistemas fluviales varían ampliamente entre -22‰ y +20‰ (Privat et al. 2007).

La extracción del colágeno fue realizada en el Instituto de Biomedicina y Biotecnología de la Universidad de Cantabria y permitió establecer el estado de preservación del colágeno con el objetivo de asegurar al máximo el éxito en su datación. La extracción del colágeno fue realizada siguiendo el método propuesto por Richards y Hedges (1999). Los fragmentos de hueso seleccionados como muestras, con un peso de entre 0,6-0,8 gr. fueron limpiados mediante abrasión para eliminar cualquier posible contaminación de la superficie. Posteriormente, fueron desmineralizadas en 0,5M HCL a 6-8°C durante 3-10 días. Luego, las muestras fueran lavadas en agua destilada, gelatinizadas en una débil solución de pH3 HCL a 70°C durante 48 horas, filtradas con filtros (Ezee® filters) de 5-8 µm, y congeladas a -40°C durante 2 horas. Finalmente, las muestras fueron liofilizadas para ser posteriormente introducidas en tubos eppendorf y pesadas antes de su envío al laboratorio del IsoAnalytical, (Crewe), donde se combustionaron y se midieron los valores isotópicos del carbono, nitrógeno y azufre mediante un espectrómetro de masas y un analizador elemental. La calidad del colágeno fue medida siguiendo los indicadores de calidad habituales: %Col (>1), %C (>30), %N (>11), C:N (2,9-3,6), C:S (600 ± 300) y N:S (200 ± 100) (Ambrose, 1993; Van Klinken, 1999; Nehlich and Richards, 2009).

Las ocho dataciones radiocarbónicas fueron llevadas a cabo a partir del colágeno previamente obtenido para el análisis isotópico, en el ORAU (Oxford). Las fechas fueron modeladas en el programa OxCal 4.2 usando estadísticas bayesianas (Bronk Ramsey, 2009) con la curva de calibración IntCal13 (Reimer et al. 2013) con un intervalo de probabilidad del 95,4% (2σ).

#### RESULTADOS

La extracción del colágeno óseo fue exitosa en el 100% de las muestras con un porcentaje de colágeno superior al 4,8%. Todos los individuos analizados tuvieron un %C, %N y del %S de más del 30%, 11% y 0,2% respectivamente exceptuando una muestra. Los indicadores de calidad de C:N, C:S y N:S mostraron valores aceptables dentro de los márgenes exigidos.

Para el  $\delta^{13}$ C y  $\delta^{15}$ N se observan dos tendencias en los resultados obtenidos. Una caracterizada por los

dos individuos mesolíticos con unos niveles más enriquecidos de  $\bar{0}^{13}$ C que fluctúan entre -17‰ y -16.5‰ (m= -16.8‰) y unos valores de  $\bar{0}^{15}$ N entre +10.8‰ y +11.1‰ (m= +10.9‰). Y una segunda, representada por los cinco individuos neolíticos y calcolíticos con unos valores de  $\bar{0}^{13}$ C y  $\bar{0}^{15}$ N que oscilan entre 20.4‰ y -21.9‰ (m= -20.9‰) y +9‰ y +9.9‰ (m= +9.4‰), respectivamente.

Por su parte, los resultados de  $\overline{\delta}^{34}$ S de todos los individuos analizados oscilan entre +14‰ y +16‰ (m= +15,6‰), lo que refleja la homogeneidad de los valores de azufre en los diferentes periodos temporales representados en el yacimiento.

#### DISCUSIÓN

Los valores isotópicos obtenidos para los individuos mesolíticos muestran un importante aporte de proteína marina relacionada con el consumo de moluscos marinos y peces. Los valores más enriquecidos del nitrógeno estarían en consonancia con un consumo mayor de peces que de moluscos. No existe señal isotópica alguna de consumo de proteína de agua dulce. El valor medio del  $\delta^{13}C$ sugiere una dieta mixta del 50%/50% de proteínas terrestres y marinas (Richards and Hedges, 1999). Hasta el momento, las evidencias isotópicas obtenidas para el periodo mesolítico reflejan una cierta variabilidad en la dieta de estos grupos humanos. En yacimientos costeros, la dieta estaría influenciada por las proteínas marinas, mientras que en los yacimientos de interior existiría un consumo mayoritario de proteínas terrestres basado sobre todo en recursos vegetales. Esta variabilidad ha sido interpretada como una señal de territorialidad entre los cazadores-recolectores mesolíticos, los cuales estarían ocupando nichos ecológicos diferentes y con un acceso restringido a la costa o al interior (Arias 2005).

Los resultados isotópicos para el periodo Neolítico Final/Calcolítico sugieren una dieta basada en plantas C<sub>3</sub> que incluiría especialmente proteínas animales terrestres, probablemente carne, leche y otros productos secundarios. No obstante, el análisis de isótopos estables ofrece exclusivamente información sobre la proteína consumida y, por lo tanto, enmascara en gran medida la importancia real de los recursos vegetales, tanto salvajes como domésticos, que debieron de tener en este tipo de poblaciones. La huella isotópica de los individuos inhumados durante el Neolítico Final/Calcolítico, con unos niveles de <sup>13</sup>C y <sup>15</sup>N empobrecidos, no muestra evidencias isotópicamente detectables de un consumo de proteínas marinas ni de agua dulce a pesar de la relativa cercanía de este vacimiento a la línea de costa. Esto sugiere un nulo aprovechamiento de estas fuentes de recursos alimenticios, o bien un uso ocasional de ellos que no quedaría refleiado en la composición isotópica del colágeno óseo analizado. Tampoco se han documentado indicios isotópicamente mensurables de plantas C<sub>4</sub>, como el mijo, el sorgo o el panizo. Las primeras evidencias carpológicas y antracológicas peninsulares de este tipo de cultivos provienen del Bronce Medio, aunque no fue ampliamente cultivado hasta el Bronce Final/Hierro Inicial (Buxó y Piqué, 2008). Los resultados isotópicos de  $\delta^{13}C$  y  $\delta^{15}N$  de



Santimamiñe y Pico Ramos (Sarasketa-Gartzia et al. 2018), con restos humanos datados en el Neolítico Final/Calcolítico, muestran unos valores similares a los expresados por los individuos neolíticos y calcolíticos de El Toral III. Estas evidencias confirman el carácter homogéneo de la dieta de estas poblaciones, basada en un consumo de plantas C<sub>3</sub>, particularmente trigo y cebada, con una gran importancia de los alimentos de origen animal, aunque tampoco se pueden destacar otro tipo de aportes alimenticios ocasionales, como pescados, moluscos, frutos secos o cereales que han sido registrados arqueológicamente en numerosos yacimientos cantábricos como Arangas, Mazaculos, Los Gitanos, El Mirón, Kobaederra, Pico Ramos, Lumentxa o Herriko Barra, entre otros (Cubas et al. 2016).

El análisis isotópico de  $\delta^{34}$ S sobre restos humanos para inferir patrones de movilidad resulta pionero en la Región Cantábrica. Los resultados obtenidos han mostrado una homogeneidad importante para todos los individuos estudiados (mesolíticos, neolíticos y calcolíticos), lo que sugiere que todos ellos provienen del mismo lugar, o al menos, de una zona geográfica isotópicamente similar (isozona). La escasez de diferencias entre los valores de  $\delta^{34}S$ indica que esos individuos vivieron en la región posteriormente fueron enterrados. donde EI argumento más consistente es que estos individuos fueran naturales de medioambientes costeros debido a los altos niveles de azufre que presentan. En yacimientos costeros, el  $\delta^{34}$ S puede alcanzar hasta señales isotópicas de +20, aunque el efecto spray del mar también puede enriquecer los valores de azufre hasta 30 km al interior (Nehlich, 2015).

Para el periodo Mesolítico se ha sugerido una menor movilidad humana que en el Paleolítico Superior debido a una intensificación en la explotación del medio marino originada a consecuencia de un crecimiento demográfico que coincidió con el calentamiento climático que se produjo a partir del Holoceno inicial (Fano, 2018). Los resultados de los dos individuos analizados corroboran que esos individuos vivían en zonas costeras sin ninguna evidencia isotópica de movilidad hacia el interior y estarían en consonancia con la territorialidad propuesta a través de los resultados de carbono y nitrógeno para yacimientos costeros y de interior (Arias, 2005). Sin embargo, durante el Neolítico Final y Calcolítico, se ha constatado una importante movilidad desde los Pirineos al golfo de Vizcaya demostrada a partir de los análisis de estroncio de los yacimientos de Pico Ramos y Santimamiñe (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr), a su vez contrastada por los últimos estudios genéticos de las poblaciones ibéricas, que documentan grandes movimientos de población durante estos periodos (Olalde et al. 2019). No obstante, este no es el caso de El Toral III, pues los cinco individuos muestran unos valores de azufre similares a los individuos mesolíticos, y que sugieren el origen local de estos individuos, que habrían vivido cerca de la costa.

#### CONCLUSIONES

El estudio isotópico de los restos humanos recuperados en El Toral III ha proporcionado nuevos

datos acerca de la dieta y movilidad de los grupos humanos mesolíticos, neolíticos y calcolíticos de la Región Cantábrica. Los análisis de  $\delta^{13}$ C y  $\delta^{15}$ N, hasta la actualidad escasos para esta zona geográfica, sugieren dietas totalmente diferenciadas para cada periodo, con una mayor importancia de los recursos marinos en el Mesolítico y un consumo predominante de proteína terrestre para el Neolítico Final/Calcolítico.

A su vez, los primeros muestreos isotópicos de  $\overline{o}^{34}$ S realizados hasta la fecha sobre restos humanos en un yacimiento cantábrico para detectar patrones de movilidad han contribuido a desarrollar el conocimiento de esta metodología. Los resultados obtenidos sugieren el carácter local de los individuos inhumados en El Toral III, que habrían vivido en un área costera a lo largo de su vida. Esta territorialidad se ha apreciado a lo largo del Mesolítico, Neolítico y Calcolítico, periodos de uso sepulcral del abrigo rocoso.

Este trabajo ha contribuido a extender el conocimiento sobre la economía y modos de subsistencia de los últimos grupos de cazadores-recolectores y las primeras sociedades campesinas de la Región Cantábrica. El análisis isotópico llevado a cabo resulta novedoso por tratarse de individuos inhumados durante diferentes periodos en un mismo yacimiento de la Región Cantábrica, permitiendo conocer la evolución en la dieta y la movilidad en un mismo territorio durante tres mil años.

**Agradecimientos:** Este trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad del Gobierno de España, dentro del proyecto: "Paleochanges: Cambio global, respuestas locales: impacto del cambio climático en las sociedades terminales de cazadores recolectores y el inicio de las economías productivas (Proyecto del Plan Nacional I+D+I: HAR2016-75605-R)" y por el Santander Talent Attraction for Research (STAR1).

#### REFERENCIAS

- Ambrose, S. H. (1993). Isotopic analysis of paleodiets: methodological and interpretive considerations. En: *Investigations of ancient human tissue: chemical analysis in anthropology*. (M. K. Sandford, Ed.). Langthorne: Gordon and Breach, 59–130.
- Arias, P. (2005). Determinaciones de isótopos estables en restos humanos de la región Cantábrica: aportación al estudio de la dieta de las poblaciones del Mesolítico y el Neolítico. *Munibe Antropologia-Arkeologia*, 57, 359-374.
- Bronk Ramsey, C. B. (2009). Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 51(1), 337-360.
- Buxó, R., Piqué, R. (2008). Arqueobotánica: los usos de las plantas en la Península Ibérica. Ed: Ariel Prehistoria, Barcelona, 336 pp.
- Cubas, M., Altuna, J., Alvarez-Fernández, E., Armendariz, A., Fano, M. A., López-Dóriga, I. L., Koro Mariezkurrena, K., Tapia, J., Teira, L., Arias, P. (2016). Re-evaluating the Neolithic: the impact and the consolidation of farming practices in the Cantabrian region (northern Spain). *Journal of World Prehistory*, 29(1), 79-116.
- DeNiro, M. J., Epstein, S. (1978). Influence of diet on the distribution of carbon isotopes in animals. *Geochimica et* cosmochimica acta, 42(5), 495-506.
- Fano, M. Á. (2018). The Mesolithic "Asturian" culture (North Iberia), one century on. *Quaternary International*, 1, 1-17.
- Fernandez-Crespo, T., Schulting, R. J. (2017). Living different lives: Early social differentiation identified



through linking mortuary and isotopic variability in Late Neolithic/Early Chalcolithic north-central Spain. *PloS one*, 12(9), 0177881.

- Fernández-Crespo, T., Ordoño, J., Barandiarán, I., Teresa Andrés, M., Schulting, R. (2018). The Bell Beaker multiple burial pit of La Atalayuela (La Rioja, Spain) in light of stable isotopes. Insights into diet, identity and mortuary practices in Chalcolithic Iberia. *Archaeological* and Anthropological Sciences, 1-17.
- Hedges, R.E. and Reynard, L.M., (2007). Nitrogen isotopes and the trophic level of humans in archaeology. *Journal* of Archaeological Science, 34 (8), 1240-1251.
- Jones, J., Vega-Maeso, C., Carmona-Ballestero, E., Villanueva-Martín, L., Delgado, M. E., Marín-Arroyo, A. B. (en prensa). Investigating prehistoric diet and lifeways of early farmers in central northern Spain (3000-1500 cal bc) using stable isotope techniques.
- López-Costas, O., Müldner, G., Cortizas, A. M. (2015). Diet and lifestyle in Bronze Age Northwest Spain: the collective burial of Cova do Santo. *Journal of Archaeological Science*, 55, 209-218.
- Minagawa, M., Wada, E. (1984). Stepwise enrichment of <sup>15</sup>N along food chains: further evidence and the relation between  $\delta^{15}N$  and animal age. *Geochimica et cosmochimica acta*, 48(5), 1135-1140.
- Nehlich, O. (2015). The application of sulphur isotope analyses in archaeological research: a review. *Earth-Science Reviews*, 142, 1-17.
- Nehlich, O., Richards, M.P., (2009). Establishing collagen quality criteria for sulphur isotope analysis of archaeological bone collagen. *Archaeological and Anthropological Sciences*, 1 (1), 59-75.
- Noval, M. A. (2014). Excavación arqueológica en la cueva de El Toral III (Andrín, Llanes). En: Excavaciones

Arqueológicas en Asturias 2007–2012 (Consejería de Cultura, Principado de Asturias, Ed.), Oviedo, 381–384.

- Olalde, I., et al. (2019). The genomic history of the Iberian Peninsula over the past 8000 years. *Science*, 363, 6432, 1230-1234.
- Privat, K. L., O'Connell, T. C., Hedges, R. E. (2007). The distinction between freshwater-and terrestrial-based diets: methodological concerns and archaeological applications of sulphur stable isotope analysis. *Journal of Archaeological Science*, 34(8), 1197-1204.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., ... Grootes, P. M. (2013). IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0– 50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4), 1869-1887.
- Richards, M. P. and Hedges, R.E. (1999). Stable isotope evidence for similarities in the types of marine foods used by Late Mesolithic humans at sites along the Atlantic coast of Europe. *Journal of Archaeological Science*, 26, 717-722.
- Richards, M. P., Fuller, B. T., Hedges, R. E. (2001). Sulphur isotopic variation in ancient bone collagen from Europe: implications for human palaeodiet, residence mobility, and modern pollutant studies. *Earth and Planetary Science Letters*, 191(3-4), 185-190.
- Sarasketa-Gartzia, I., Villalba-Mouco, V., le Roux, P., Arrizabalaga, Á., Salazar-García, D. C. (2018). Late Neolithic-Chalcolithic socio-economical dynamics in northern Iberia. A multi-isotope study on diet and provenance from Santimamiñe and Pico Ramos archaeological sites (Basque Country, Spain). *Quaternary International*, 481, 14-27.
- van Klinken, G. J. (1999). Bone Collagen Quality Indicators for Palaeodietary and Radiocarbon Measurements. *Journal of Archaeological Science*, 26, 687–695.



## LOS ULTIMOS CAZADORES RECOLECTORES Y LOS PRIMEROS AGRICULTORES EN EL ABRIGO DE EL TORAL III (LLANES, ASTURIAS): UNA APROXIMACIÓN ANTROPOLÓGICA



A. Estalrrich<sup>1</sup>, B. González-Rabanal<sup>1</sup>, Ana B. Marín-Arroyo<sup>1</sup>, I. Gutiérrez-Zugasti<sup>1</sup>, M.R. González-Morales<sup>1</sup>

(1) Grupo de Bioarqueología y Paleoclima, Instituto Internacional de Investigaciones Prehistóricas de Cantabria (Universidad de Cantabria). Edificio Interfacultativo, Av. de los Castros, s/n, 39005 Santander, Cantabria.

Abstract (Late hunter-gatherers and early farmers at the EI Toral III rockshelter (Asturias, Spain): an anthropological approach): EI Toral III rockshelter is one of the few sites from the Cantabrian Region with human remains of three different chronologies. This preliminary study focuses on the anthropological characterisation of the late hunter-gatherers and first farmers buried in this archaeological site. Minimum Number of Individuals was assessed as well as sexual determination, age and stature estimation, and palaeopathological analysis was carried out. Results showed two Mesolithic individuals inhumated inside the shell midden, four individuals buried inside a funerary structure and its nearby area and three individuals deposited in surface stratigraphical units.

Palabras clave: cazadores-recolectores, agricultores, estudio antropológico, El Toral III *Key words*: hunter-gatherers, early farmers, anthropological study, El Toral III rockshelter

#### **INTRODUCCIÓN**

El Toral III es un abrigo rocoso de 25 m<sup>2</sup> donde, en 2009 y debido a la construcción de la Autovía del Cantábrico (el trazado inicial suponía la destrucción del mismo), se produjo una excavación sistemática de urgencia de apenas dos meses de duración. El yacimiento fue dividido en dos grandes áreas bien diferenciadas por las características estratigráficas que presentaban, el Sector A y el Sector B. La secuencia estratigráfica del abrigo presentaba zonas de revuelto en los niveles superiores de ambos sectores, así como unidades estratigráficas de conchero intactas en el Sector B y alteradas en el Sector A (Noval Fonseca, 2014; Rigaud y Gutiérrez-Zugasti, 2016).

La excavación de la totalidad del abrigo sacó a la luz gran cantidad de restos humanos tanto en los niveles de conchero (20, 21, 22), como en los niveles más superficiales (1, 2 y 3). Dos dataciones radiocarbónicas realizadas sobre restos humanos sitúan diferentes momentos de inhumación dentro del abrigo. El primer episodio de enterramiento, durante el Mesolítico (7080 ± 30 BP) lo configura una serie de restos humanos sin conexión anatómica en el interior del conchero y mezclados con otros deshechos de ocupación humana como conchas de molusco, huesos de fauna, industria lítica o carbones. El segundo momento de uso sepulcral de la cavidad procede del Neolítico Final (4690 ± 30 BP), donde fue construida una cista funeraria que cortaba los niveles de conchero. En el interior de la misma y también fuera de ella fueron documentados gran cantidad de restos humanos, algunos en conexión anatómica, pero altamente alterados, primeramente, por el uso posterior del abrigo como lugar de inhumación superficial durante el Calcolítico, y posteriormente, por los procesos tafonómicos diagenéticos que disturbaron los niveles superiores de la estratigrafía (Noval Fonseca, 2014; Rigaud y Gutiérrez-Zugasti, 2016).

En este trabajo se estudian desde el punto de vista antropológico los restos humanos mesolíticos, neolíticos y calcolíticos recuperados en el abrigo rocoso de El Toral III.

#### LOCALIZACIÓN

La cueva de El Toral III se ubica en la parroquia de Andrín (Llanes, Asturias). Está localizada a 1,4 km de la actual línea de costa. Se trata de una cavidad pequeña, orientada al sur, que forma parte de un sistema kárstico más grande conocido como La Toral-Pellunarices.

Dentro de este enorme paisaje karstificado que configura la plataforma oriental asturiana también se han encontrado otros yacimientos mesolíticos con características similares a El Toral III: El Águila, Ciernes, Collamosa, La Horadada, La Llana, El Mazo o Sonrasa.

#### METODOLOGÍA

Se han analizado un total de 348 restos humanos encontrados hasta el momento. De ellos, 69 han sido recuperados y datados en contextos Mesolíticos, mientras que 279 se han recuperado y datado en contextos del Neolítico final/Calcolítico inicial.

Algunos restos humanos fueron documentados in situ en el propio vacimiento durante el proceso de excavación, pero otros, fueron separados de restos de fauna y moluscos en el propio laboratorio. Todos ellos. fueron identificados taxonómica anatómicamente en el Laboratorio de Bioarqueología del IIIPC (Universidad de Cantabria) con la ayuda de la colección comparativa de restos humanos actuales de dicha institución y atlas de referencia (White y Folkens, 2005) siendo posible reconstruir remontajes o rearticulaciones en algunos de los casos entre cuadros diferentes, pero también entre unidades estratigráficas distintas.



Los análisis realizados han consistido en estudios de antropología física clásica. La estimación del Número Mínimo de Individuos fue llevada a cabo por cronología, a partir del elemento anatómico más representado teniendo en cuenta el lado, el tamaño y las características morfológicas de todos ellos.

Una caracterización paleobiológica de los individuos fue conducida para conocer la edad de la muerte, el sexo, la estatura, entesopatías y patologías de los individuos. La edad de muerte fue estimada en función de varios métodos: desarrollo dental en individuos inmaduros (AlQahtani et al., 2010), maduración del esqueleto (Scheuer y Black, 2000), cierre y borrado de las suturas craneales (Meindl y Lovejoy, 1985), cambios degenerativos de la columna vertebral, articulaciones y cráneo, pérdida de dientes ante-mortem y reabsorción alveolar. La determinación sexual fue llevada a cabo a partir de los caracteres morfológicos habituales: anchura de la escotadura ciática, apófisis mastoides, torus supraorbital, o las inserciones musculares en el hueso occipital (Buikstra y Ubelaker, 1994). La estimación de la estatura fue realizada a partir de la longitud máxima de los huesos largos (Trotter y Gleser, 1958). Finalmente, una identificación macroscópica de alteraciones por entesopatías y patologías fue realizada con la ayuda de atlas específicos patológicos (Campillo, 2001; Galtés et al. 2007) y las muestras patológicas de referencia de la colección.

#### **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

Se han identificado un total de nueve individuos: dos individuos pertenecen al contexto arqueológico del Mesolítico y siete individuos al contexto Neolítico Final/Calcolítico (cuatro de ellos individuos neolíticos y tres calcolíticos).

#### Los individuos del Mesolítico (Figura 1).

Se han identificado los restos de una mujer y de un hombre, ambos adultos.



Fig. 1. Algunos de los restos óseos analizados pertenecientes al contexto Mesolítico. Escala= 10cm.

La mujer ya fue previamente identificada en el yacimiento en relación con el enterramiento (González-Rabanal et al., 2018). Se trata de una mujer adulta de la que se conservan cráneo,

mandíbula, coxal, una clavícula, fémur, y varios fragmentos de vértebras y costillas. Las suturas craneales no están obliteradas y hay que destacar que esta mujer conserva intacta la sutura metópica. Las vértebras presentan recrecimientos óseos (osteofitos), indicando una edad de entre 41-50 años (según la estimación propuesta por Stewart, 1958). El grado de desgaste oclusal también es muy avanzado (grado 6-7 según Smith, 1984).

Los restos asignados al otro individuo corresponden a un individuo adulto masculino (anchura de la escotadura ciática del coxal). No ha sido posible precisar más su edad. Se han identificado surcos vasculares en la diáfisis de la tibia, indicando que se trataba de un individuo con alta movilidad (SoŁtysiak, 2015), típico de sociedades cazadoras-recolectoras.

## Los individuos del Neolítico final/Calcolítico (Figura 2):

Se han identificado 7 individuos. De ellos, 2 son individuos inmaduros. El primero lo hemos identificado como un adolescente temprano/juvenil avanzado de unos 10-11 años de edad (raíz de LRP3 con el ápice aún abierto y bordes divergentes), isquion e ilion (la escotadura se encuentra fragmentada, pero la curvatura que se conserva parece indicar que se trataba de un individuo femenino) sin fusionar y la epífisis del calcáneo aún sin fusionar. A partir de su fémur (trocánter mayor aún sin fusionar), se ha estimado una estatura de 144.95 cm ± 3.27 cm. Se ha asociado a un fragmento de hueso frontal de pequeño tamaño, cuya gracilidad y escaso desarrollo del torus supraorbital también parece indicar que se trata de un individuo femenino. Este fragmento de hueso frontal conserva la sutura metópica, al igual que el cráneo femenino del contexto Mesolítico, y presenta criba orbitalia.

El segundo individuo inmaduro murió durante la niñez y se ha identificado a partir de las apófisis odontoides del axis sin fusionar (fusiona en torno a los 3-6 años de edad). Además, se han asignado a este individuo una falange proximal y un fragmento de ilion derecho.

El resto de los individuos identificados consisten en 3 adultos (epífisis de los huesos largos fusionadas) y dos individuos de edad indeterminada, puesto que los huesos largos que han permitido su identificación están fragmentados. De estos individuos, se ha estimado la estatura en una tibia (182,70 cm ± 3.37 cm), fíbula (178, 98 cm ± 3.29 cm), ambos con marcadas inserciones musculares, y un húmero muy grácil (144,65 cm ± 4,45 cm) y fémur (154,23 cm ± 3,72 cm) con inserciones musculares no muy desarrolladas. Se han identificado surcos vasculares en las diáfisis de las tibias, indicando que se trataba de individuos con alta movilidad (SoŁtysiak, 2015). Una de las tibias muestra una periostitis leve y una fíbula un fractura antemortem. Además, se han observado dos áreas de eburnación en el cóndilo medial de un fémur y en la cavidad glenoidea interna de una tibia. además, esta tibia presenta recrecimiento óseo. Estos datos nos indican que se trataba de un individuo adulto cuyo estilo de vida



implicaba la frecuente flexión de la rodilla, hasta tal punto que el cartílago desapareció produciendo la eburnación mencionada. No se ha encontrado la rótula.

Las vértebras recuperadas muestran osteofitos, y los fragmentos de parietal-occipital muestran las suturas craneales parcialmente obliteradas, indicando la edad avanzada de algunos individuos.



Fig. 2. Algunos de los restos óseos analizados pertenecientes al contexto Neolítico final/Calcolítico. Escala= 10cm.

#### CONCLUSIONES

En este trabajo hemos presentado los resultados preliminares del estudio antropológico llevado a cabo en los restos humanos documentados en el yacimiento del Toral III. Se ha identificado un NMI de nueve, de los cuales dos pertenecen al contexto Mesolítico y siete al Neolítico final/Calcolítico.

De los individuos Mesolíticos, uno es una mujer adulta de unos 40-50 años de edad y el otro es un individuo adulto masculino, de edad avanzada, complexión robusta y cuyo estilo de vida implicaba gran movilidad, lo que va en consonancia con el estilo de vida de los últimos cazadores-recolectores.

En cuanto a los individuos del Neolítico final/Calcolítico, se han identificados dos individuos jóvenes (adolescencia temprana y niñez), tres adultos (uno posiblemente femenino) y dos individuos de edad indeterminada. Salvo la criba orbitalia de un inmaduro y la eburnación en fémur y tibia de un adulto, no se han observado patologías importantes. Los individuos de este periodo debían tener una gran actividad física, pero con movimientos repetitivos que implicaban la flexión de las rodillas. La ausencia de este último rasgo en los restos óseos de la población precedente puede ser indicativa del cambio en el patrón de movilidad y del estilo de vida que se produjo durante el Neolítico.

**Agradecimientos:** Este trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad del Gobierno de España, dentro del proyecto: "Paleochanges: Cambio global, respuestas locales: impacto del cambio climático en las sociedades terminales de cazadores recolectores y el inicio de las economías productivas (Proyecto del Plan Nacional I+D+I: HAR2016-75605-R)". A. Estalrrich es beneficiaria de un contrato Juan de la Cierva-Formación.

#### REFERENCIAS

- AlQahtani, S.J; Hector, M.P.; Liversidge, H.M. (2010). Brief Communication: The London Atlas of Human Tooth Development and Eruption. American Journal of Physical Anthropology, 142(3), 481–490.
- Buikstra, J. E.; Ubelaker, D. H. (1994). Standards for Data Collection from Human Skeletal. Remains, Arkansas Archeological Survey Research Series No. 44, Fayetteville, 272 pp.
- Campillo, D. (2001). Introducción a la Paleopatología. Ed. Bellaterra Arqueología, Barcelona, 591 pp.
- Galtés, I.; Jordana, X.; García, C.; Malgosa, A. (2007). Marcadores de actividad en restos óseos. Cuadernos de Medicina Forense, 13(48-49), 179-189.
- González-Rabanal, B.; Marin-Arroyo, A.B.; Gutiérrez-Zugasti, I.; González-Morales, M.R. (2018). Mesolithic and Neolithic human remains from El Toral III rockshelter (Asturias, Spain): two different funerary cultural behaviors. Actas UISPP 2018. sciencesconf.org:uispp2018:180789.
- Meindl, R.S.; Lovejoy, C.O. (1985). Ectocranial suture closure: A revised method for the determination of skeletal age at death based on the lateral anterior sutures. American Journal of Physical Anthropology, 68(1), 57-66.
- Noval Fonseca, M. (2014). Excavación arqueológica en la cueva de El Toral III (Andrín, Llanes). En: Excavaciones Arqueológicas en Asturias 2007-2012. Cons. Cult. Deporte Gob. Principado Astur, Oviedo, pp. 381-384.
- Rigaus, S; Guitérrez-Żugasti, I. (2016). Symbolism among the last hunter-fisher-gatherers in northern Iberia: Personal ornaments from El Mazo and El Toral III Mesolithic shell midden sites. Quaternary International, 407, 131-144.
- Scheuer, L.; Black, S. (2000) Developmental Juvenile Osteology, Academic Press, San Diego, 587 pp.
- Smith, B.H. (1984). Patterns of Molar Wear in Hunter-Gatherers and Agriculturalists. American Journal of Physical Anthropology, 63, 39-56.
- SoŁtysiak, A. (2015). Vascular Grooves on Human Femora and Tibiae as a Potential Activity-related Trait. International Journal of Osteoarchaeology, 25, 345–351.
- Stewart, T.D. (1958) The rate of development of vertebral osteoarthritis in American whites and its significance in skeletal age identification. Leech 28(3-5), 144-151.
- Trotter, M.; Gleser, G.C. (1958). A re evaluation of estimation of stature based on measurements of stature taken during life and of long bones after death. American Journal of Physical Anthropology, 16(1), 79-123.
- White, T.D.; Folkens, P.A. (2005). The Human Bone Manual, Academic Press, San Diego, 488 pp.



## DOMESTICACION DEL PERRO EN EUROPA. CONTRIBUCIÓN DEL YACIMIENTO DE ERRALLA (ZESTOA, GIPUZKOA)



C. de-la-Rúa<sup>(1)(2)</sup>, J. Altuna<sup>(2)</sup>, K. Mariezkurrena<sup>(3)</sup>, M. Hervella<sup>(1)</sup>

 (1) Dpto. Genética, Antropología Física y Fisiología Animal, Facultad de Ciencias y Tecnología, Universidad del País Vasco (UPV/EHU). Bº Sarriena s/n, 48940, Leioa, Bizkaia <u>conchi.delarua@ehu.eus</u>
(2) Jakiunde, Zientzia, Arte eta Letren Akademia. Miramar Jauregia. Donostia
(3) Arkaios Ikerketak. Mendigain 30. Donostia

Abstract (Dog domestication in Europe. Contribution of a fossil from Erralla site, Zestoa-Gipuzkoa). There is a great debate referred to the time and mode of dog domestication. The place of origin has also been controversial. The paleogenetics may greatly contribute to this debate providing data of ancient canis. In the present study, evidence of an exceptional canid fossil from the site of Erralla (Zestoa, Gipuzkoa) is provided. A humerus remain from a canid specimen was found in a Lower Cantabrian Magdalenian level, however no direct dating existed up to the present. Direct AMS dating and a genetic analysis of cytochrome B gene support that it is most ancient domestic dog from Europe

**Palabras clave:** Domesticación, perro paleolítico, Erralla, Datación, Genética (citocromo B) *Key words*: Domestication, Paleolithic dog, Erralla site, AMS dating, Genetics (cytocrome B)

#### INTRODUCCIÓN

La domesticación del perro (*Canis lupus familiaris*) es un tema en continuo debate en cuanto a la fecha y modo en que se produjo. Algunos autores proponen una fecha de ~15.000 cal BP, coincidiendo con la aparición de los primeros fósiles claramente identificados como perros en el registro fósil (Boudadi-Maligne et al., 2012). Otros, en cambio, sustentan que el linaje del lobo y el del perro se separaron hace más de ~40.000 años, o incluso ~120.000 años (Skoglund et al., 2015).

Tambien se debate si la domesticación del perro fue un proceso evolutivo gradual, en el que pueden identificarse como protoperros (con rasgos morfológicos mosaicos entre lobo y perro) a los restos fósiles de hasta 33.000 años de antigüedad o si la domesticación se efectuó en un corto período de tiempo (Morey et al., 2015).

Otra cuestión en discusión es el lugar de origen de la domesticación del perro, habiéndose propuesto hasta la fecha cuatro lugares, en base a estudios genéticos, aunque algunos resultados son aparentemente contradictorios: Europa, Oriente Próximo, Asia Central y Asia Oriental (Thalmann, et al., 2013, vonHoldt et al., 2010, Shannon et al. 2015 y Savolainen et al. 2002). Estudios recientes de paleogenética, basados en genomas completos de perros actuales y algunos antiguos, proponen un modelo de origen multirregional, aunque tambien existe una propuesta para el origen del perro en China, basada en la mayor diversidad genética de los perros actuales en Asia Oriental (Savolainen et al. 2002).

Existen grandes dificultades para resolver este debate. Por un lado, en los yacimientos arqueológicos estudiados se han recuperado fósiles de otros cánidos, que pueden confundirse fácilmente con el perro, tal es el caso del lobo gris, *C. lupus*, de origen holártico y del perro salvaje asiático, *Cuon alpinus*, de actual distribución surasiática pero presente en Europa occidental al menos durante el último período glaciar. Por otro lado, las dataciones existentes no siempre se han realizado sobre los restos fósiles, siendo muy escasos los datos de dataciones directas publicados hasta la fecha.

#### HIPOTESIS Y OBJETIVOS

En las excavaciones realizadas por Jesús Altuna en 1977-78 en el yacimiento de Erralla, se encontró en el nivel V (Magdaleniense Inferior Cantábrico) el húmero de una especie de cánido. El estudio posterior (Altuna & Mariezkurrena, 1985), puso de manifiesto que este húmero podría pertenecer con gran probabilidad a *Canis lupus familiaris,* dato que sería excepcional, dada la antigüedad del nivel establecida mediante la datación de una serie de huesos indeterminables de fauna (en torno a los 16.000 años BP).

Los fósiles más antiguos identificados como perros ya domesticados, se encuentran en Europa Occidental en torno al ~13.000 a.C y en Oriente Próximo, concretamente en Levante y en Chipre, en torno al ~10.000 a.C. Sin embargo existe un fósil, único en el País Vasco, encontrado en la cueva de Erralla (Zestoa, Guipuzkoa), que de confirmarse su identificación como *Canis lupus familiaris*, podría permitir retrasar estas fechas.

En el presente estudio presentaremos los datos de la datación directa mediante AMS del húmero hallado en el yacimiento de Erralla, así como el análisis genético realizado para verificar definitivamente si pertenece a un perro doméstico (*Canis lupus familiaris*). Dichos resultados, analizados en el contexto de otros restos antiguos del País Vasco y de otros enclaves europeos, nos permitirán evaluar la posibilidad de una domesticación *in situ* del perro en el País Vasco, lo que apoyaría la hipótesis de un origen múltiple de la domesticación del perro en Europa.

**Agradecimientos**: El estudio ha sido realizado gracias a la subvención del Gobierno Vasco ((IT1138-16) y



TR40884-Euskoiker). Agradecemos tambien a Gordailua (Centro de Colecciones Patrimoniales de la Diputación Foral de Gipuzkoa) el facilitarnos el acceso al resto de fauna analizado en este trabajo.

#### REFERENCIAS

- Altuna, J., Mariezkurrena, K. (1985). Bases de subsistencia de los pobladores de Erralla: Macromamíferos. Munibe, 37, 87-117.
- Boudadi-Maligne, M., Mallye, J.B., Langlais, M., Barshay-Szmidt, C. (2012). Des restes de chiens magdaléniens à l'abri du Morin (Gironde, France). Implications sociéconomiques d'une innovation zootechnique. *Paleo*, 23, 39-54.
- Morey, D.F., Jeger, R. (2015). Paleolithic dogs: Why sustained domestication then? Journal of Archaeological Science: Reports, 3, 420-428.
- Savolainen, P., Zhang, Y.P., Luo, J., Lundeberg, J., Leitner, T. (2002). Genetic Evidence for an East Asian Origin of Domestic Dogs. *Science*, 298, 1610-1613.

Shannon, L.M., Boyko, R.H., Castelhano, M., Corey, E., Hayward, J.J., McLean, C., et al. (2015). Genetic structure in village dogs reveals a Central Asian domestication origin. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America (PNAS), 112,* 13639-13644.

- Skoglund, P., Ersmark, E., Palkopoulou, E., Dalén, L. (2015). Ancient Wolf Genome Reveals an Early Divergence of Domestic Dog Ancestors and Admixture into High-Latitude Breeds. *Current Biology*, 25, 1515-1519
- Thalmann, O., Shapiro, B., Cui, C., Schuenemann, V.J., Sawyer, S.K., Greenfield, D.L., et al. (2013). Complete Mitochondrial Genomes of Ancient Canids Suggest a European Origin of Domestic Dogs. *Science*, 342, 871-874
- vonHoldt, B.M., Pollinger, J.P., Lohmueller, K.E., Han, E., Parker, H.G., Quignon, P., et al. (2010). Genome-wide SNP and haplotype analyses reveal a rich history underlying dog domestication. *Nature, 464*, 8.
- Vigne, J. D. 2006. L'humerus de chien magdalénien d'Erralla (Gipuzkoa, Espagne). *Munibe (Antropologia-Arkeologia)* (Homenaje a Jesús Altuna) 57, 279-287.



## IMPULSORES ANTRÓPICOS Y CLIMÁTICOS EN LA EVOLUCIÓN GEOAMBIENTAL DE LA REGIÓN CANTÁBRICA DURANTE EL ANTROPOCENO: INTEGRANDO EVIDENCIAS GEOMORFOLÓGICAS Y REGISTROS SEDIMENTARIOS COSTEROS Y LACUSTRES



M. Morellón<sup>(1)</sup>, J. Remondo<sup>(2)</sup>, J. Bonachea<sup>(2)</sup>, V. Bruschi<sup>(2)</sup>, J.L. Cavallotto<sup>(3)</sup>, J. Fernández-Lozano<sup>(2)</sup>, L.M. Forte<sup>(4)</sup>, J. E. Gómez-Arozamena<sup>(2)</sup>, A. González-Díez<sup>(2)</sup>, F. González-Soto<sup>(4)</sup>, I. Hernández-Almeida<sup>(5)</sup>, M. Leira<sup>(6)</sup>, C. Morales del Molino<sup>(7)</sup>, V. Rivas<sup>(2)</sup>, C. Sierra-Fernández<sup>(8)</sup>, A. Cendrero<sup>(2)</sup>

 (1) Dpto. Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. Calle José Antonio Nováis, 12. 28040-Madrid. <u>mmorello@ucm.es</u>
(2) Universidad de Cantabria. Avda. de los Castros s/n. 39005-Santander (Cantabria), España. <u>mmorello@ucm.es</u>,

juan.remondo@unican.es; jaime.bonachea@unican.es; j.fernandezlozano@unican.es; alberto.gonzalez@unican.es; antonio.cendrero@unican.es

(3) Departamento de Oceanografía, Servicio de Hidrografía Naval, Ministerio de Defensa. Avda. Montes de Oca 2124, Buenos Aires, C1270ABV, Argentina. <u>jlcavallotto@gmail.com</u>

(4) Instituto de Geomorfología y Suelos (IGS), Universidad Nacional de La Plata. La Plata (1900), Argentina. luismariaforte@gmail.com,

(5) Department of Earth Sciencies, ETH-Zürich. 8092 Zürich, Switzerland. ivan.hernandez@erdw.ethz.ch

(6) Department of Geology, Universidade de Lisboa. 1269-102 Lisboa, Portugal. <u>mlcampos@fc.ul.pt</u>

(7) Institute of Plant Sciences & Oeschger Centre for Climate Change Research, University of Bern. Altenbergrain 21, CH-3013, Bern (Switzerland). cesarmoralesdelmolino@gmail.com

(8) Departamento de Tecnología Minera, Topografía y de Estructuras, Universidad de León. 24071 León, España

Abstract (Anthropic and climatic drivers in the evolution of the Cantabrian region during the Anthropocene: integrating geomorphologic evidences and coastal and lacustrine sedimentary records: This research aims at understanding how recent (19<sup>th</sup> to 21<sup>st</sup> centuries) warming and increasing human activities have affected the geomorphological dynamics of the Cantabrian region, subjected to a comparatively high human pressure during this period. In this work, we use a multi-archive and multi-site approach, integrating available high-resolution estuarine (Tina-Menor, San Vicente, Rabia, Suances, Maruca, Santander, Santoña, Muskiz and Urdaibai) and lake (La Cueva, Enol) sedimentary records located across W to E longitudinal and altitudinal (0-1500 m.a.s.l.) transects. Preliminary results indicate a marked increase in sedimentation rates during the so-called 'Great Acceleration', recorded after the second half of the 20<sup>th</sup> century and mainly driven by the economic growth and associated subjected to different levels of anthropic pressure and the application of other proxies (sedimentology and geochemistry) will clarify the relative contribution of climate change and human impact to reconstructed environmental changes.

Palabras clave: Sedimentos estuarinos y lacustres, Antropoceno, región cantábrica *Key words*: estuarine and lacustrine sediments, Anthropocene, Cantabrian Region

#### INTRODUCCIÓN

Comprender los cambios ambientales del pasado e identificar los principales impulsores de estas transformaciones es esencial para predecir la respuesta de los sistemas naturales al cambio climático en el contexto de una creciente presión humana. Para adquirir un conocimiento adecuado sobre las dinámicas de estos sistemas, necesitamos extender la escala temporal de nuestros registros y así poder reconstruir la variabilidad natural (previa al impacto humano) de los principales procesos involucrados.

El conocimiento de estos cambios del pasado reciente es esencial para ayudar a anticipar los cambios futuros, y diseñar las correspondientes estrategias de adaptación o mitigación. Para ello, es de gran utilidad reconstruir con detalle, a partir del registro sedimentario, las condiciones geoambientales pasadas, desde antes de la industrialización, para estimar la cronología y contribuciones antropogénicas y naturales a los cambios observados. Desde la Revolución Industrial, y especialmente a partir de mediados del siglo XX (la llamada "Gran Aceleración"; Steffen et al., 2011), los sistemas naturales han experimentado cambios profundos debidos a la acción humana, que superan el rango de variabilidad natural registrado durante el Holoceno (últimos 11.700 años). Este hecho ha dado lugar a que se proponga que hemos entrado en una nuevo tiempo geológico, el Antropoceno (Crutzen, 2002).

Este trabajo se enmarca en el proyecto de investigación GECANT, cuyo objetivo es comprender cómo la interacción del calentamiento global y el aumento de las actividades antrópicas han alterado las dinámicas geomorfológicas y geoquímicas de las cuencas hidrográficas de la región cantábrica (norte de España), sometidas a una presión humana comparativamente mayor a la de otras zonas de la Península Ibérica, en el contexto del Antropoceno.

Para alcanzar este objetivo, se plantea una estrategia multi-archivo, que integra registros sedimentarios disponibles, a lo largo de un transecto geográfico longitudinal (oeste - este) y altitudinal



(2200-0 m.s.n.m.) y caracterizados por un rango condiciones climáticas variable de socioeconómicas dentro de la región cantábrica. Para separar adecuadamente el efecto de los impulsores antrópicos de los climáticos llevamos a cabo un estudio multidisciplinar, que incluye análisis geomorfológicos paleolimnológicos V para comprender los procesos actuales, y así poder reconstruir de forma detallada las dinámicas en el pasado a escala de cuenca y/o de lago/estuario.

La estrategia a desarrollar implica el uso de diversos indicadores, como series climáticas instrumentales y bases de datos socioeconómicos, y diversos análisis de sondeos (sedimentología, geoquímica y paleoecología). GECANT se centra en tres componentes de la dinámica de las cuencas: i) producción de sedimentos y dinámica deposicional, ii) concentraciones de metales pesados y iii) flujos de carbono (Fig. 1).

En este trabajo se presentan resultados preliminares de variaciones en las tasas de sedimentación registradas a lo largo del siglo XX en los registros estuarinos y lacustres disponibles.

#### LOCALIZACIÓN

La región cantábrica (Fig. 2) se extiende a lo largo de

unos 500 km de Oeste a Este y presenta en su divisoria (a 25-60 km de la costa) altitudes de hasta 2600 m. Tiene un clima oceánico húmedo (T media = 12-13°C; precipitación anual media = 1000-2000 mm). Por otra parte, la densidad de población es mayor que en gran parte de la Península Ibérica, y experimentó también una industrialización comparativamente más intensa desde el siglo XIX. Por lo tanto, constituye un laboratorio natural idóneo para analizar los efectos relativos de actividades humanas y cambio climático en las transformaciones geoambientales registradas.

#### METODOLOGÍA

En la actualidad se dispone de registros sedimentarios de diez estuarios del litoral cantábrico central-oriental (Tina Menor, San Vicente, La Rabia, Suances, La Maruca, Santander, Santoña, Muskiz y Urdaibai) y de dos lagos situados en el Parque Natural de Somiedo (La Cueva, ca. 1500 m snm) y el Macizo de Picos de Europa (Enol, ca. 1000 m snm).

Los sondeos obtenidos en estuarios se recuperaron mediante técnicas de percusión manual y los sedimentos lacustres mediante un sondeador de gravedad operado desde de una embarcación. En



Fig. 1: Esquema conceptual con los principales impulsores de cambio geoambiental, impactos y sus respuestas en las cuencas, registradas en los archivos sedimentarios naturales.



Fig. 2: Localización de los registros sedimentarios estuarinos y lacustres analizados y a estudiar en el marco del proyecto GECANT.



todos los casos, los sedimentos han sido datados mediante <sup>137</sup>Cs y <sup>210</sup>Pb según el modelo Constant Rate of Supply, CRS (Appleby, 1978) en el Laboratorio de Radiactividad de la Universidad de Cantabria (Santander, España) para sedimentos estuarinos y el Science Museum of Minnesota (Saint Paul, EE. UU.) para los lacustres.

#### **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

Las evidencias geomorfológicas y sedimentarias analizadas hasta el momento demuestran un aumento significativo (de 3 a 7 veces mayor) en las tasas de sedimentación de los estuarios de la zona central y oriental del Cantábrico a partir de la segunda mitad del siglo XX (Irabien et al., 2008; Bruschi et al., 2013; Remondo et al., 2015). Estas tendencias muestran similitudes con la evolución de indicadores socioeconómicos como el producto interior bruto de España durante este periodo, lo que podría reflejar la ampliación de zonas urbanas y vías de comunicación, la intensificación de actividades extractivas y el desarrollo industrial (Fig. 3).



Fig. 3: Tasas de sedimentación en estuarios del Cantábrico central y oriental (a partir de Irabien et al., (2008) y Bruschi et al., (2013)), B. lagos Enol (López-Merino et al., 2011) y la Cueva (Morellón et al., 2016) comparados con: C. evolución del Producto Interior Bruto (PIB) en España, D. variación media de las precipitaciones anuales totales en la costa cantábrica oriental (media móvil de 10 años) y E. nivel medio del mar en el mareógrafo de Santander (Marcos et al., 2005).

Sin embargo, no se aprecia una correlación significativa con otros indicadores de cambios naturales, como los registros de precipitaciones, nivel del mar o los caudales de los ríos de la vertiente cantábrica, que siguen diferentes tendencias durante este periodo (Fig. 3). Cabe destacar también que se han obtenido resultados similares en otras zonas, como la cuenca del Río de la Plata (Argentina), una zona fuertemente antropizada durante este periodo (Forte, 2017).

Esto indicaría que el "impacto humano" ha sido fundamental en los cambios registrados en estas cuencas hidrográficas. Por otro lado, las tasas de sedimentación en los todavía escasos registros lacustres disponibles hasta el momento muestran tendencias similares, con descensos significativos desde la década de los años 90 del siglo XX, probablemente debido a un progresivo y reciente descenso de la presión humana en zonas más altas de la cordillera cantábrica.

La ampliación de este estudio a cuencas lacustres situadas en contextos de impacto humano y condiciones climáticas diferentes a los ya analizados, junto con la aplicación de otros indicadores, permitirán mejorar el análisis de la variabilidad espacio-temporal en las tasas de erosión y sedimentación, contaminación por metales pesados, flujos de carbono y cambios ecológicos en la región cantábrica, el contexto de una intensa influencia humana sobre el medio. Por último, la correlación con otros registros similares situados en diferentes regiones del planeta permitirá conocer el alcance regional o global de los cambios registrados (Forte, 2017).

#### CONCLUSIONES

Las evidencias disponibles demuestran un aumento significativo en las tasas de erosión-sedimentación en la región cantábrica durante la segunda mitad del siglo XX, probablemente debido a causas humanas relacionadas con el crecimiento económico registrado en esta zona.

La ampliación de este estudio a cuencas lacustres situadas en contextos de impacto humano y condiciones climáticas diferentes a los ya analizados, junto con la aplicación de otros indicadores, permitirán determinar y datar con mayor precisión los cambios acaecidos y diferenciar las contribuciones climática y antrópica directa a los mismos.

Agradecimientos: Esta investigación se ha financiado a través de los proyectos GECANT MINECO/FEDER, (CGL2017-82703-R UE) CAMGEO (CGL2006-11431 MINECO/FEDER, UE), ambos del Plan Nacional de I+D (España) y concedidos por el Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades de España - Agencia Estatal de Investigación; y PICT2013-1685, financiado por ANPCyT (Argentina). Agradecemos la colaboración de los técnicos de CITIMAC José Antonio Barreda y Luis Echeandía (UC) y el apoyo logístico prestado por Fernando Barreiro-Lostres, Ana Moreno y Blas L. Valero-Garcés (IPE-CSIC), Pilar Mata y Juana Vegas (IGME), Lucía Agudo y Ana Belén Marín (IIIPC-UC) e Ignacio Varela (IBBTEC-UC).



#### REFERENCIAS

- Appleby, P.G., Oldfield, F. (1978). The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported 210Pb to the sediment. *Catena*, 5, 1-8.
- Bruschi, V.M., Bonachea, J., Remondo, J., Gómez-Arozamena, J., Rivas, V., Méndez, G., Naredo, J.M., Cendrero, A. (2013). Analysis of geomorphic systems' response to natural and human drivers in northern Spain: Implications for global geomorphic change. *Geomorphology*, 196, 267-279.
- Bruschi, V.M., Bonachea, J., Remondo, J., Gómez-Arozamena, J., Rivas, V., Barbieri, M., Capocchi, S., Soldati, M., Cendrero, A. (2013). Land Management Versus Natural Factors in Land Instability: Some Examples in Northern Spain. *Environmental Management*, 52, 398-416.
- Crutzen, P.J., (2002). Geology of mankind. Nature, 415, 23-23.
- Forte, L.M. (2017). Análisis de las variaciones espaciotemporalis de los procesos geomorfológicos y los riesgos naturales asociados. Tesis doctoral, Universidad de Cantabria, Santander (España),466 pp.
- Irabien, M.J., Cearreta, A., Leorri, E., Gómez, J., Viguri, J. (2008). A 130 year record of pollution in the Suances estuary (southern Bay of Biscay): Implications for environmental management. *Marine Pollution Bulletin*, 56, 1719-1727.
- López-Merino, L., Moreno, A., Leira, M., Sigró, J., González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B., López-Sáez, J., Brunet, M., Aguilar, E. (2011). Two hundred years of environmental change in Picos de Europa National Park

inferred from sediments of Lago Enol, northern Iberia. *Journal of Paleolimnology*, 46, 453-467.

- Marcos, M., Gomis, D., Monserrat, S., Álvarez-Fanjul, E., Pérez, B., García-Lafuente, J. (2005). Consistency of long sea-level time series in the northern coast of Spain. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 110.
- Morellón, M., Vegas, J., Mata, M.P., Vicente de Vera, A., Rodríguez-García, J.A., Sánchez-España, F.J., Barreiro-Lostres, F. (2016). El impacto ambiental en la geomorfología de zonas de montaña: el registro sedimentario del Lago de La Cueva (Parque Natural de Somiedo, Asturias). Actas XIV Reunión Nacional de Geomorfología, Málaga (España), 135 - 142.
- Remondo, J. Bonachea, J., Rivas, V., Bruschi, V., Gómez-Arozamena, J., González-Díez, A., Díaz de Terán, J.R., Cendrero, A. (2015). Evidencias del Antropoceno en el Cantábrico Oriental. Actas XIV Reunión Nacional de Cuaternario, Granada (España), 263-266.
- Rivas, V., Cendrero, A., Hurtado, M., Cabral, M., Giménez, J., Forte, L., del Río, L., Cantú, M., Becker, A. (2016). Geomorphic consequences of urban development and mining activities; an analysis of study areas in Spain and Argentina. *Geomorphology*, 73, 185-206.
- Steffen, W., Grinevald, J., Crutzen, P., McNeill, J. (2011). The Anthropocene: conceptual and historical perspectives. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 369, 842.



# EL "ANTROPOCENO" EN GALICIA: HUELLA EN LAS RÍAS SEGÚN EL REGISTRO SEDIMENTARIO DE LA CONTAMINACIÓN POR METALES



R. Prego<sup>(1)</sup>, M.A. Álvarez-Vázguez<sup>(1)</sup>

(1) Instituto de Investigaciones Marinas (CSIC). Calle Eduardo Cabello, 6. 36208 Vigo. prego@iim.csic.es; malvarezv@iim.csic.es

Abstract (The "Anthropocene" in Galicia: imprint in the rias according to the sedimentary record of metal contamination): Anthropogenic changes include industrial metals useful as global markers. The presence of some of these metals in the sediments of coastal systems could provide useful information to identify the "Anthropocene". The objective is to find out if this is possible for the Galician rias. A bibliographic search provides 22 scientific articles, half of which correspond to dated cores. All of them has been published in this century and they cover 12 of the 18 Galician rias; the biogeochemical disturbance resulting from human activity is recorded in the sediment. The coastal influence of the anthroposphere is recorded in the Galician ria sediments where contamination by Cu, Pb and Zn reveals as a valuable complement to recognize the presence of the "Anthropocene" in estuaries.

*Key words*: sediment core, dating, trace metals, Galician Rias. **Palabras clave:** testigos de sedimento, datación, metales traza, Rías Gallegas.

#### **INTRODUCCIÓN**

Actualmente se está elaborando en la Comisión Internacional de Estratigrafía una propuesta formal para denominar como "Antropoceno" a una nueva época geológica dentro de la escala de tiempo geológico (Zalasiewicz et al., 2018). Dicha época sería el resultado de que nuestra especie se ha convertido en el principal agente geológico en la superficie de la Tierra. La búsqueda de marcadores antropogénicos globales en el registro estratigráfico ha señalado a la radiación generada por las pruebas de armas nucleares, la proliferación de nuevos materiales, como polímeros plásticos, minerales industriales (aluminio, cemento...), y algunos contaminantes orgánicos emergentes para la definición del "golden spike" o nivel de referencia planetario para el "Antropoceno" (Waters et al., 2018). No obstante, las alteraciones antropogénicas incluyen metales industriales tales como Cd, Cr, Hg, Ni, Pb y Zn que pueden ser útiles como marcadores globales cuando son el resultado de las nuevas tecnologías (Waters et al., 2016). En ese sentido la presencia de alguno de esos metales en el sedimento de sistemas costeros ofrecería una información provechosa para fijar la influencia de la antroposfera, considerada como el subsistema terrestre constituido o modificado por los humanos, incluyendo también las emisiones y deshechos (Rull, 2018). El objetivo del presente trabajo es averiguar si ello es posible para las rías gallegas.

#### LOCALIZACIÓN y METODOLOGÍA

Una búsqueda en Scopus y en la base bibliográfica sobre rías en la biblioteca del IIM-CSIC proporciona un listado de 22 artículos científicos de los cuales la mitad corresponden a testigos datados mediante <sup>210</sup>Pb, <sup>137</sup>Cs y un par con <sup>14</sup>C, que incluyen metales traza normalizados con Al o Fe (Tabla 1). Todos ellos están publicados en el presente siglo. Abarcan 12 de las 18 rias gallegas (Fig. 1): tres Rías Altas (situadas al este de cabo Ortegal) que son las de Viveiro, Barqueiro y Ortigueira; cuatro Rías Bajas (al sur del cabo Finisterre), son las de Vigo, Pontevedra, Muros y Corcubión; y cinco Rías Medias (entre los citados cabos), son las de Cedeira, Ares, Betanzos, Ferrol y Coruña (Tabla 1). La ría de Vigo es la más estudiada con cinco artículos publicados, mientras que las demás solo aparecen citadas en uno.



Fig. 1: Localización de las 18 rías gallegas.

#### **RESULTADOS y DISCUSION**

La información existente sobre las tres Rías Altas Gallegas proviene de un único artículo (Lorenzo et al., 2007) donde la datación por <sup>210</sup>Pb ha presentado dificultades y la asignación temporal se basa principalmente en evidencias indirectas procedentes de indicadores de actividades antropogénicas. En la ría de Viveiro el pico común para Cd, Pb, Zn lo relacionan con la industria conservera (iniciada en 1908) que precisó de la fabricación de latas de conserva; el máximo de Cr estaría asociado a la actividad de tres fábricas de curtidurías de piel iniciada a finales del siglo XIX y cesada en la década de los 1950; los contenidos de Cu al uso de fungicidas para viñedos, pero son muy escasos no debiendo tener impacto, y pinturas antiparasitarias



Ria	Datación	(normalizador) Contaminación	referencia
Ares	<sup>210</sup> Pb, <sup>214</sup> Pb, <sup>137</sup> Cs	(AI) Cu, Ni, Zn	Álvarez-Vázquez et al., 2017
Barqueiro	<sup>210</sup> Pb	Pb, Zn	Lorenzo et al., 2007
Betanzos	<sup>210</sup> Pb, <sup>214</sup> Pb, <sup>137</sup> Cs	(AI) Cd, Cu, Hg, Pb, Zn	Álvarez-Vázquez et al., 2017
Cedeira	<sup>210</sup> Pb, <sup>214</sup> Pb, <sup>137</sup> Cs	(AI) MOP	Álvarez-Vázquez et al., 2017
Corcubión	<sup>210</sup> Pb, <sup>14</sup> C (concha)	(AI) Cd, Cu, Pb, Zn	Prego et al., 2013
Coruña	<sup>210</sup> Pb, <sup>214</sup> Pb, <sup>137</sup> Cs	(Al) As, Cd, Cu, Hg, Pb, Zn	Prego et al. (en redacción)
Ferrol	<sup>14</sup> C (2 cores dat)	(Fe) Cu, Pb, Zn	Cobelo-García & Prego, 2003
Muros	<sup>14</sup> C	(Al) Cu, Pb, Zn	Andrade et al., 2014
Ortigueira	<sup>210</sup> Pb	Cd, Cu, Pb, Zn	Lorenzo et al., 2007
Pontevedra	<sup>137</sup> Cs	(Al) Cu, Pb, Zn	Rubio et al., 2001
Vigo	<sup>210</sup> Pb, <sup>137</sup> Cs	(Al) Cu, Pb, Zn	Álvarez-Iglesias et al., 2007
Vigo	<sup>210</sup> Pb	Hg	Canario et al., 2007
Vigo	<sup>210</sup> Pb	(Al) Cu, Pb, Zn	Caetano et al., 2009
Vigo	<sup>210</sup> Pb, <sup>137</sup> Cs	(Al) Cu, Pb, Zn	Álvarez-Iglesias & Rubio, 2009
Vigo	<sup>210</sup> Pb, <sup>137</sup> Cs	(Al) Cu, Pb, Zn	Howarth et al., 2005
Viveiro	<sup>210</sup> Pb	Cd, Cr, Pb, Zn	Lorenzo et al., 2007

Tabla 1: Relación de testigos de sedimento datados extraídos en las rías gallegas.

en bugues. Actualmente el vertido de aguas residuales urbanas, junto con el de las conserveras, se hace en la parte externa de la ría con vertidos altos en Cd, Cu y Zn particulado (Álvarez-Vázquez et al., 2016). En la ría de Barqueiro achacan los aumentos en contenidos de Co, Cu y Cr a una removilización de sedimentos tras la construcción de un puente para el ferrocarril (1930-1934) y el puerto de Vicedo (1980-1995). Tanto Cr como Co provendrían de las rocas ultrabásicas del complejo geológico de Ortegal por lo que el incremento es de origen natural. El ligero aumento en los contenidos de Pb en la parte superior del testigo y su disminución posterior son semejantes a los debidos por el consumo de gasolina con aditivos de este metal y posterior supresión más que causados por un lavado de caolín (1930-1980) o una factoría conservera (1975-1995) como afirman Lorenzo et al. (2007). Según los perfiles del testigo, solo se puede considerar una influencia antropogénica reciente para Pb (desde ≈1970) y Zn (desde ≈1990). En la ría de Ortigueira los contenidos de Cd, Co, Cr, Cu, Pb y Zn tienden a aumentar hacia la superficie del sedimento. El citado complejo de Ortegal justificaría la presencia de Cr y Co, y el enriquecimiento en Cu (también en Cd y Pb) surgiría principalmente de la geoquímica local (sulfuros de hierro y cobre) y minas explotadas en las décadas de 1950 y 1960, en la cuenca del río Mero, que desemboca e impacta (Bernárdez et al., 2017) en la cabecera de esta ría.

La información disponible para las Rías Medias Gallegas procede de tres artículos: Cobelo-García y Prego, 2003; Álvarez-Vázquez et al., 2017; Prego et al., en preparación). El primero corresponde a la ría de Ferrol y en él se aborda la presencia de Co, Cr, Cu, Fe, Ni, Pb y Zn en dos testigos de sedimento extraídos en 1998. Aunque la actividad humana en esa ría es importante a partir de 1749, año en el que se instalaron astilleros y atarazanas tras su establecimiento como capital del Departamento Marítimo en el norte de España, la contaminación por metales traza se observa principalmente para Cu, Pb y Zn a partir de 1900 tras la botadura de barcos de metal. Es durante las décadas prósperas en la segunda mitad del siglo XX con la construcción de petroleros cuando aparecen los máximos de contaminación en el sedimento por esos tres metales. Un testigo actualmente bajo estudio en la ría de Coruña, recogido en 2012, muestra una alta contaminación para seis elementos (As, Cd, Cu, Hg, Pb, Zn) durante el período de 1939-1980. Dicho rango temporal coincide con la actividad de una fábrica de fertilizantes, que se cierra en 1989. En las rías de Cedeira, Ares y Betanzos la presencia de contaminación fue dispar. La ría de Cedeira se puede considerar inalterada en cuanto a metales, constituyendo una referencia de estuario natural. No obstante la disminución de materia orgánica particulada (C y N) en el testigo señala un cambio en los usos del suelo en la cuenca fluvial: la transición del cultivo agrícola al forestal para madera en torno al año de 1985. En las otras dos rías aparece una contaminación por metales. En la de Ares corresponde a Cu, Ni y Zn a partir de 1968-1972 resultado de las actividades en la cuenca del río Eume, principal aporte de agua a esa ría, por causa de la construcción de una presa hidroeléctrica en 1961 y una explotación minera a cielo abierto de lignito (1955-2007). En la ría de Betanzos aparece contaminación para Cd, Cu, Hg, Pb y Zn tras la construcción de un puente que cruza la ría para abrir al tráfico una nueva carretera Coruña-Ferrol (1939-1943), al igual que por el incremento de población en Betanzos a partir de la década de 1940.

Para las Rias Bajas Gallegas solo se dispone de testigos datados en las de Corcubión, Muros, Pontevedra y Vigo (ver publicaciones en la Tabla 1). En la ría y seno de Corcubión se detectó una contaminación por Cd, Cu, Pb y Zn en el siglo XX. Estaría relacionada con cambios en los usos del litoral como relleno de las marismas, y canalización fluvial del arroyo Cee y también tras el desarrollo del



puerto, astilleros y la factoría de Carburos Metálicos inaugurada en 1903. En la ría de Muros se considera el inicio de la influencia antropogénica en el año 1449, aunque no resulta obvio. Se achaca el incremento de Cu, Pb y Zn en el sedimento a un rápido desarrollo del pueblo de Muros y sus actividades de importación y exportación marítima autorizadas en 1452. En la ría de Pontevedra se observa una contaminación por Cu, Pb y Zn que se iniciaría a mediados del siglo XX por la intensa actividad industrial. La ría de Vigo es la más investigada con cinco publicaciones (Tabla 1) que abordan testigos de sedimento datados, extraídos en las partes interna y media de la ría. En la zona interna la contaminación se iniciaría principalmente en la década de 1970. En el caso de Cu y Zn también influirían desde 1975 una intensificación en el uso de fertilizantes y pesticidas en la agricultura y el fuerte desarrollo urbano de Vigo. La entrada antropogénica de Pb en el sedimento surge antes de esas fechas a causa de la actividad de una fábrica de porcelana instalada en 1961. Posteriormente se han detectado una contaminación por Cu, Pb y Zn asociada a un incremento en el tráfico de vehículos tras la construcción del puente de Rande (1981), que cruza la ría. En la parte media hay una contaminación moderada por Hg iniciada hacia mediados del siglo XX con la gran industrialización en el área de Vigo. En otro testigo se observa en esa zona de la ría una contaminación por Pb, Zn y, en menor medida, por Cu correspondiente al desarrollo de los astilleros en esos años.

#### CONCLUSIÓN

Las rías gallegas reflejan bien los cambios que ocurren en los procesos biogeoquímicos resultado de la actividad humana. Ello es debido a que son lugares costeros adecuados para el desarrollo urbano, industrial y portuario y, como frontera tierraocéano, recogen además el influyo de agricultura (usos del suelo), minería y presas. En conjunto, la contaminación está bien trazada por Cu, Pb y Zn que tiene lugar preferentemente durante la segunda mitad del siglo XX. Por ello esos metales en las rías gallegas ayudan a evidenciar el influjo costero de la antroposfera donde la contaminación por Cu, Pb y Zn puede ser un complemento valioso para revelar la presencia del "Antropoceno" en estuarios.

**Agradecimientos:** los autores agradecen el apoyo del subproyecto 2, ref. CGL2016-75281-C2-2-R, del proyecto coordinado PaleoModes financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad.

#### REFERENCIAS

- Álvarez-Iglesias, P., Quintana, B., Rubio, B., Pérez-Arlucea, M. (2007). Sedimentation rates and trace metal input history in intertidal sediments derived from 210Pb and 137Cs chronology. *Journal of Environmental Radioactivity*, 98, 229-250.
- Álvarez-Iglesias, P., Rubio, B. (2009). Geochemistry of marine sediments from inner Ría de Vigo (NW Spain). *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 281, 247-251.
- Álvarez-Vázquez, M.A., Prego, R., Ospina-Alvarez, N., Caetano, M., Bernárdez, P., Doval, M., Filgueiras, A.V., Vale, C. (2016). Anthropogenic changes in the fluxes to estuaries: wastewater discharges compared with river

loads in small rias. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 179, 112-123.

- Álvarez-Vázquez, M.A., Caetano, M., Álvarez-Iglesias, P., Pedrosa-García, M.C., Calvo, S., De Uña-Alvarez, E., Quintana, B., Vale, C., Prego, R. (2017). Natural and anthropogenic fluxes of trace elements in estuarine sediments of Galician Rias. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 198, 329-342.
- Andrade, A., Rubio, B., Rey, D., Álvarez-Iglesias, P., Bernabeu, A.M., Fedi, M. (2014). Environmental changes at inner sector of Ría de Muros (NW Spain) during Middle to Late Holocene. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 136, 91-101.
- Bernárdez, P., Prego, R., Filgueiras, A.V., Ospina-Alvarez, N., Santos-Echeandía, J., Álvarez-Vázquez, M.A., Caetano, M. (2017). Lithogenic sources, composition and intra-annual variability of suspended particulate matter supplied from rivers to the Northern Galician Rias (Bay of Biscay). *Journal of Sea Research*, 130, 73-84.
- Caetano, M., Prego, R., Vale, C., dePablo, H., Marmolejo-Rodríguez, J. (2009). Evidence for early diagenesis of rare earth elements and metals in a transition sedimentary environment. *Marine Chemistry*, 116, 36-46.
- Canário, J., Prego, R., Vale, C., Branco, V. (2007). Distribution of mercury and monomethylmercury in sediments of Vigo Ria, NW Iberian Peninsula. *Water, Air,* & Soil Pollution, 182, 21-29.
- Cobelo-García, A, Prego, R. (2003). Heavy Metal Sedimentary Record in a Galician Ria (NW Spain): Background Values and Recent Contamination. *Marine Pollution Bulletin*, 46, 1253-1262.
- Howarth, R.J., Evans, G., Croudace, I.W., Cundy, A.B. (2005). Sources and timing of anthropogenic pollution in the Ensenada de San Simón (inner Ría de Vigo), Galicia, NW Spain: An application of mixture-modelling and nonlinear optimization to recent sedimentation. *Science* of the Total Environment, 340, 149-176.
- Lorenzo, F., Alonso, A., Pellicer, M.J., Pagés, J.L., Pérez-Arlucea, M. (2007). Historical analysis of heavy metal pollution in three estuaries on the north coast of Galicia (NW Spain). *Environmental Geology*, 52, 789-802.
- Prego, R., Santos-Echeandía, J., Bernárdez, P., Cobelo-García, A., Varela, M. (2013). Trace metals in the NE Atlantic coastal zone of Finisterre (Iberian Peninsula): terrestrial and marine sources and rates of sedimentation. *Journal of Marine Systems*, 126, 69-81.
- Prego, R., Álvarez-Iglesias, P., Begoña Quintana, Álvarez-Vázquez, M.A., Caetano, M. (en redacción). Estuarine sediment contamination and lithogenic and anthropogenic fluxes of trace elements next to a dismantled factory of phosphate fertilizer. *Marine Pollution Bulletin.*
- Rubio, B., Pye, K., Rae, J., Rey, D. (2001). Sedimentological characteristics, heavy metal distribution and magnetic properties in subtidal sediments, Ría de Pontevedra, NW Spain. Sedimentology, 48, 1277-1296.
- Rull, V. (2018). *El Antopoceno*. Ed. Catarata, Madrid, 141 pp.
- Waters, C.N., Zalasiewicz, J., Summerhayes, C., Barnosky, A.D., Poirier, C., Gałuszka, A., Cearreta, A., Edgeworth, M., Ellis, E.C., Ellis, M., Jeandel, C., Leinfelder, R., McNeill, Richter, D.deB., Steffen, W., Syvitski, J., Vidas, D., Wagreich, M., Williams, M., Zhisheng, A., Grinevald, J., Odada, E., Oreskes, N., Wolfe, A.P. (2016). The Anthropocene is functionally and stratigraphically distinct from the Holocene. *Science*, 351 (6269).
- Waters, C.N., Fairchild, I.J., McCarthy, F.M.G., Turney, C.S.M., Zalasiewicz, J., Williams, M. (2018). How to date natural archives of the Anthropocene. *Geology Today*, 34, 182-187.
- Zalasiewicz, J., Waters, C., Summerhayes, C., Williams, M. (2018). The Anthropocene. *Geology Today*, 34, 177-181.



## REGISTRO SEDIMENTARIO EN MARMITAS DE EROSIÓN FLUVIAL. RÍO MIÑO, OURENSE



M.A. Álvarez-Vázquez<sup>(1,3)</sup>, A.M. Ramírez-Pérez<sup>(2)</sup>, E. De Uña-Álvarez<sup>(3)</sup>, E. de Blas<sup>(2)</sup>, R. Prego<sup>(1)</sup>.

(1) Instituto de Investigaciones Marinas (IIM-CSIC). Eduardo Cabello, 6. 36208-Vigo. malvarezv@iim.csic.es

(2) Dpto. Biología Vegetal y CC. del Suelo, Universidade de Vigo, Campus As Lagoas, s/n. 32004-Ourense.

(3) Grupo GEAAT, Universidade de Vigo, Campus As Lagoas, s/n. 32004-Ourense.

**Abstract (Sedimentary record in fluvial potholes. Miño River, Ourense):** The capacity of fluvial potholes to trap sediments led to the hypothesis that these deposits could serve as historical records. A sediment core, obtained from an erosion pothole, was studied. 11 samples (22 cm depth) were obtained. The <sup>210</sup>Pb dating indicated that, in general, the pothole was gradually filled in the last 33-35 years. Using trace metals as indicators (Cu, Pb and V) it was possible to estimate their natural background (61±27 mgCu·kg<sup>-1</sup>, 72±45 mgPb·kg<sup>-1</sup> and 19±4 mgV·kg<sup>-1</sup>). After calculating the normalized enrichment factor (NEF), the core showed indexes indicative of possible-moderate contamination for Cu and Pb (average contents 141±45 mgCu·kg<sup>-1</sup> and 141±46 mgPb·kg<sup>-1</sup>), particularly in a layer (1993-2009) that seems to be a mixture of sediments of different ages, coinciding in time with human interventions in the local environment. Sediments trapped in potholes (as traps) showed potential to be used as historical records.

Palabras clave: huella humana, testigo de sedimento, metales traza, evaluación ambiental. *Key words:* human imprint, sediment core, trace metals, environmental assessment.

#### INTRODUCCIÓN

Entre 2012 y 2014, la realización de un inventario de las formas de erosión fluvial presentes en un tramo urbano del río Miño (Ourense, Noroeste de la Península Ibérica) generó el estudio geomorfológico de 221 casos (Álvarez-Vázquez y De Uña-Álvarez, 2017a) su valoración como elementos v patrimoniales (Álvarez-Vázquez y De Uña-Álvarez, 2017b). Durante la elaboración de esos trabajos surgió el proyecto de analizar los sedimentos como huellas de la actividad humana, basado en el interés de las cavidades erosivas. Observando que algunas marmitas fluviales retenían espesores considerables de sedimentos, se planteó la hipótesis de su valor para estudiar registros históricos del impacto cualitativa antropogénico reconstruir У y cuantitativamente la impronta humana en una determinada serie temporal, mediante el uso de metales traza como indicadores de presión humana.



Fig. 1: Área de estudio. Tramo urbano del río Miño a su paso por la ciudad de Ourense. El asterisco indica la localización de la marmita de la que se tomó el testigo de sedimento. Imagen PNOA (IGN).

#### LOCALIZACIÓN

A su paso por la ciudad de Ourense (Galicia), el río Miño fluye encajado en roca granítica, con un desnivel medio de 400 m. En este tramo de carácter urbano existen numerosas formas esculpidas por la

erosión fluvial (surcos, marmitas y canales de circulación hídrica secundaria). El área de estudio, en el entorno de la ciudad de Ourense (Fig. 1), comprende parte del tramo urbano entre Ponte Vella (42,3454; -7,8695) y las termas de Outaríz (42,3468; -7,9185). Está delimitada por dos embalses: aguas arriba, la presa de Velle y aguas abajo la presa de Castrelo de Miño. Presenta importantes modificaciones debido tanto a los procesos de urbanización como a los de construcción de vías de comunicación, puentes e instalaciones recreativas, siendo de particular relevancia las instalaciones para el aprovechamiento de las aguas termales.

#### METODOLOGÍA

El muestreo de sedimentos (total de 31 muestras) fue realizado en tres etapas. En la primera, de carácter exploratorio (17.07.2014), se recogieron 12 muestras de sedimento superficial atrapado en marmitas del tramo fluvial urbano. En la segunda (26.09.2015) se retiraron 11 muestras de una columna de sedimento (área de 15x15 cm, en capas de 2 cm de profundidad) en una marmita con sedimentos consolidados. En la tercera (15.01.2017) se obtuvieron 8 muestras de sedimento fluvial no atrapado en cavidades rocosas. Tras retirar manualmente los clastos de diámetro superior a 5 cm, las muestras se recogieron en bolsas de plástico; ya en el laboratorio se secaron en estufa a 45±5° C hasta peso constante y se tamizaron para separar las fracciones de gravas (>2 mm), arenas (entre 2 mm y 0,063 mm) y fangos (<0,063 mm). Durante todo el proceso de recogida, tratamiento y análisis de las muestras se emplearon técnicas limpias para el análisis de metales traza.

La fracción de fangos (~ 1% de la fracción total) fue seleccionada para el análisis ya que en ella los metales se asocian preferentemente por adsorción a superficies y complejación con la materia orgánica (Belzunce et al., 2004). En el Centro de Apoyo



Científico y Tecnológico a la Investigación (CACTI) de la Universidad de Vigo, se realizó un análisis multielemental mediante ICP. Se presentan los resultados para: Al y Fe, elementos mayoritarios habitualmente utilizados como normalizadores: Cu v Pb, contaminantes típicos en zonas urbanas (ICON, 2001); y V, por su posible asociación con hidrocarburos (Sugiyama y Williams-Jones, 2018). Una segunda alícuota de la fracción fina (1-2 g) fue datada mediante <sup>210</sup>Pb (se determinaron las actividades de <sup>210</sup>Pb, <sup>226</sup>Ra, <sup>228</sup>Th y <sup>137</sup>Cs) en el laboratorio de Environnements Paléoet environnements Océaniques Continentaux et (EPOC) de la Universidad de Burdeos, empleándose para la determinación de la cronología los modelos de concentración inicial constante (CIC, Bolliet et al. 2014) y de flujo y sedimentación constante (CF-CS, Stupar et al., 2014).

Para estimar los valores de fondo y calcular los factores de enriquecimiento normalizados (NEF) en las 31 muestras (11 del testigo, 12 de sedimento superficial en cavidades rocosas, 8 de sedimentos de los márgenes del río) se han utilizado ecuaciones de normalización aplicando regresiones lineales consecutivas, eliminado los valores atípicos hasta conseguir el mejor ajuste posible. Se considera indicativo de valor de fondo una buena correlación con el Al (Horowitz, 1991), elemento habitualmente utilizado como normalizador por ser mayoritario y de carácter litogénico, siendo un elemento donde es improbable una alteración significativa por aportes de oriaen antropogénico. Las ecuaciones de normalización toman la forma de una recta:

Conociendo el contenido teórico del elemento ( $[Me]_N$ ) y el contenido medido en la misma muestra ([Me]) se obtiene el factor de enriquecimiento normalizado (NEF) con la ecuación:

#### Ec. 2. $NEF = [Me]/[Me]_N$

El criterio de contaminación (Hakanson, 1980) adoptado ha sido: NEF<1 contaminación ilegible, 1<NEF<2 contaminación posible, 2<NEF<3 contaminación moderada, 3<NEF<6 contaminación severa, 6<NEF<9 contaminación muy severa y NEF>9 contaminación extrema.

#### RESULTADOS

Los resultados de las ecuaciones de normalización (n = 31) indican una relación directa entre Al y los metales Cu, Pb y V (coeficiente de correlación de Pearson >0,65) con las siguientes expresiones:

Ec. 3.  $[Cu]_N = 8, 1 \cdot 10^3 [AI] - 63$  (r = 0,779; n = 22) Ec. 4.  $[Pb]_N = 11, 4 \cdot 10^3 [AI] - 107$  (r = 0,659; n = 27) Ec. 5.  $[V]_N = 1, 5 \cdot 10^3 [AI] - 6$  (r = 0,780; n = 31)

A partir de las ecuaciones de normalización la estimación de los valores naturales de fondo a nivel local corresponden a  $61\pm27 \text{ mgCu}\cdot\text{kg}^{-1}$  (RSD = 44%), 72±45 mgPb·kg<sup>-1</sup> (RSD = 62%) y 19±4 mgV·kg<sup>-1</sup> (RSD = 19%). Los resultados se exponen en la Tabla 1, comparados con varias referencias.

Tabla 1. Valores de fondo estimados y comparación con varios valores de referencia. Valores en g·kg<sup>-1</sup> para Al y Fe, y en mg·kg<sup>-1</sup> para Cu, Pb y V. En fondo y [1] los tres valores son mínimo (mediana) máximo.

	Fondo	[1]	[2]	[3]
AI	11 (15) 20	-	4,74	82
Fe	15 (29) 44	-	2,33	39
Cu	21 (53) 118	2 (12) 51	16,7	28
Pb	23 (56) 164	14 (20) 31	22,5	17
V	12 (18) 25	22 (61) 110	40,0	97

[1] Sedimentos de Galicia (Macías Vázquez y Calvo de Anta, 2012), [2] Sedimentos España, mediana (Locutura Rupérez et al., 2012), [3] Corteza terrestre superior (Rudnick y Gao, 2003)

Los contenidos promedio para Cu  $(141\pm45 \text{ mg}\cdot\text{kg}^{-1})$  y Pb  $(141\pm46 \text{ mg}\cdot\text{kg}^{-1})$  en el testigo de sedimento retirado de la marmita (n = 11) son sensiblemente superiores a los estimados como niveles de fondo. En general, los metales seleccionados presentan contenidos mayores en el testigo (MC en la Fig. 2) que en los sedimentos superficiales de otras cavidades rocosas (MM en la Fig. 2) y los sedimentos superficiales fluviales no atrapados en cavidades rocosas (RS en Fig. 2.)



Fig. 2: Diagramas de caja mostrando los rangos de contenido de AI, Fe, Cu, Pb y V. Se presentan los rangos para las diferentes muestras estudiadas: MM son sedimentos superficiales en marmitas y otras cavidades rocosas en el área de estudio, MC son los contenidos en el testigo de sedimento extraído de la marmita bajo estudio y RS son sedimentos superficiales del área de estudio no atrapados en cavidades rocosas.



Los valores promedio obtenidos por el cálculo de los factores normalizados de enriquecimiento (NEF) son de 1,7±0,6 para Cu, 1,4±0,5 para Pb y 1,0±0,1 para V. Estos resultados son indicativos de contaminación ilegible-posible para V y posible-moderada para Cu y Pb.



Fig. 3: Actividad del <sup>210</sup>Pb en exceso.

La datación mediante <sup>210</sup>Pb muestra una tendencia decreciente de la actividad del <sup>210</sup>Pb<sub>xs</sub> con la profundidad (Fig. 3). La antigüedad de los sedimentos más profundos es de 33-35 años, situando el comienzo del relleno de la marmita según el modelo CF-CS normalizado con Th en 1982 y según el modelo CIC en 1980. Se identifica también una zona de la columna en la que hay mezcla de sedimentos (entre 7 y 13 cm de profundidad).

Teniendo en cuenta tanto los NEF como las dataciones mediante <sup>210</sup>Pb (Fig. 4), los NEF de V toman valores relativamente constantes (contaminación ilegible-posible) a lo largo de todo el periodo, mientras que para Cu y Pb los mayores NEF se observan en la parte superior de la capa de mezcla entre 7 y 13 cm, que se correspondería con el periodo comprendido entre los años 1993 y 2009 aproximadamente; por tanto los mavores

enriquecimientos de este periodo, indicativos de contaminación moderada, se producirían con las acumulaciones de sedimentos a principios del s. XXI.

#### DISCUSIÓN

El establecimiento de factores de referencia, preferiblemente locales, es un paso crítico a la hora de evaluar la posible contaminación de los sedimentos. Los valores de fondo estimados para Cu y Pb, presentados como medidas de tendencia central, tienen una magnitud que como mínimo duplica los valores de referencia presentados en la Tabla 1. No existen muchos trabajos sobre valores de fondo en sedimentos fluviales del río Miño. Prego et al. (2015) apuntan valores de Pb entre 13 y 29 <sup>1</sup> en su curso bajo, que identifican como no mg·kg<sup>-</sup> indicativos de contaminación. Sin embargo, enriquecimientos por encima de las referencias, y causados por factores naturales como la litología, no son extraños en Galicia (e.g. Álvarez-Vázquez et al., 2017). Existe la necesidad de más datos para evaluar la propiedad de estos valores de fondo. Sin embargo, se debe tener en cuenta que una sobreestimación de los valores de fondo daría como resultado una subestimación de los factores de enriquecimiento, y por tanto, de la magnitud de la contaminación.

La síntesis de los resultados representada en la Fig. 4 refleja un momento crítico a finales del s. XXprincipios del s. XXI. Considerando la situación del área de estudio en el año 1956 (Fig. 5) el entorno de la marmita muestreada ha experimentado cambios importantes con la pérdida de gran parte del banco sedimentario de arenas. La construcción de dos presas ha alterado la hidrodinámica. La presa de Velle, construida en 1966, regula el caudal y retiene el flujo de sedimentos; la de Castrelo de Miño, construida en 1969, configura un nuevo nivel de base local.

En algún momento después de 1956 la marmita se vacía, probablemente al desaparecer el banco sedimentario. Empieza a rellenarse a partir de 1980, hasta la década de 1990; en este momento aparece en el registro una mezcla de sedimentos que podría



Fig. 4: Variación normalizada de los metales estudiados. Se presentan los valores de Al y Fe normalizados por sus correspondientes medianas y los factores normalizados de enriquecimiento para Cu, Pb y V. Para estos últimos se han coloreado los puntos en función del criterio de contaminación utilizado y también incluido en la figura.



estar ligada a la creciente urbanización, a la construcción de puentes y de infraestructuras viarias, así como el acondicionamiento para actividades recreativas (a principios del s. XXI se construyen la senda fluvial y las instalaciones termales). Estas intervenciones en los márgenes del río pudieron provocar la removilización de sedimentos que se habrían depositado en la marmita.



Fig. 5: **Cambios en el entorno de la marmita estudiada**. A: Vuelo Americano serie B (1956-57), B: PNOA (2017), ambas del IGN.

#### CONCLUSIONES

Se presenta un trabajo exploratorio sobre la utilidad de los sedimentos atrapados en cavidades rocosas, investigado en una marmita de erosión fluvial localizada en un tramo urbano del río Miño a su paso por la ciudad de Ourense.

Los sedimentos, siendo un reflejo de la calidad ambiental en el momento de su depósito, sirven como registro temporal de las relaciones sociedadnaturaleza. Mediante el método del <sup>210</sup>Pb se ha observado el potencial de las marmitas de erosión para retener registros datables. El uso de contaminantes como Cu y Pb ha permitido evaluar de manera cualitativa y cuantitativa la impronta humana contenida en esos registros. Además de actuar como trampas de sedimento, las marmitas de erosión sirven también como trampas de contaminación, siendo las marmitas muy útiles en tramos rocosos de ríos donde el sedimento difícilmente se acumula en el lecho fluvial.

**Agradecimientos:** Los autores muestran su agradecimiento a S. Schmidt por su asistencia en las dataciones. Este trabajo ha sido financiado por el proyecto: 'Estado del patrimonio geomorfológico en el entorno termal de la ciudad de Ourense' INOU15-

02 (Universidad de Vigo y Diputación Provincial de Ourense).

#### REFERENCIAS

- Álvarez-Vázquez, M.A., De Uña-Álvarez, E. (2017a). Growth of sculpted forms in bedrock channels (Miño River, northwest Spain). *Current Science*, 112(5), 996-1002.
- Álvarez-Vázquez, M.A.; De Uña-Álvarez, E. (2017b). Inventory and Assessment of Fluvial Potholes to Promote Geoheritage Sustainability (Miño River, NW Spain). *Geoheritage*, 9(4), 549-560.
- Álvarez-Vázquez, M.A.; Caetano, M.; Álvarez-Iglesias, P.; Pedrosa-García, M.C.; Calvo, S.; De Uña-Álvarez, E.; Quintana, B.; Vale, C.; Prego, R. (2017). Natural and Anthropocene fluxes of trace elements in estuarine sediments of Galician Rias. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 198(B), 329-342.
- Belzunce, M.J.; Solaun, O.; González-Oreja, J.A.; Millán, E.; Pérez, V. (2004). Contaminants in sediments. En: Oceanography and Marine Environment of the Basque Country (A. Borja, M. Collins, Eds.), Elsevier Oceanography Series, Elsevier, Amsterdam, 70, 283-315.
- Bolliet, T., Jorissen, F. J., Schmidt, S., Howa, H. (2014). Benthic foraminifera from Capbreton Canyon revisited; faunal evolution after repetitive sediment disturbance. Deep Sea research part II: Topical studies in oceanography, 104, 319-334.
- Hakanson, L. (1980). An ecological risk index for aquatic pollution control. A sedimentological approach, *Water Research*, 14, 975-1001.
- Horowitz, A.J. (1991). A primer on sediment-trace element chemistry (No. 91-76). US Geological Survey; Books and Open-File Reports Section.
- ICON (2001). *Pollutants in urban waste water and sewage sludge.* European Commission. Luxenburg.
- Locutura Rupérez, J., Bellan Ballester, A., García-Cortés, A., Martínez Romero, S. (2012). *Atlas Geoquímico de España*. Instituto Geológico y Minero de España.
- Macías Vázquez, F.; Calvo de Anta, R. (2008). Niveles Genéricos de referencia de metales pesados y otros elementos traza en suelos de Galicia. Xunta de Galicia, Santiago de Compostela.
- Prego, R., Caetano, M., Álvarez-Vázquez, M.A. (2015). Contaminación del sedimento por metales (Cd, Pb, Zn) en el curso bajo del río Miño. En: Actas do VII Simpósio Ibérico sobre a Bacia Hidrográfica do Rio Minho. Aquamuseu do Rio Minho (C. Antunes, Ed.), Câmara Municipal de Vila Nova de Cerveira, 24-29.
- Rudnick, R. L., Gao, S. (2003). Composition of the continental crust. En: *Treatise on Geochemistry*, 3, 1-64.
- Stupar, Y.V., Schäfer, J., García, M.G., Schmidt, S., Piovano, E., Blanc, G., Huneau, F., Le Coustumer, P. (2014). Historical mercury trends recorded in sediments from the Laguna del Plata, Córdoba, Argentina. *Chemie der Erde-Geochemistry*, 74(3), 353-363.
- Sugiyama, I., Williams-Jones, A.E. (2018). An approach to determining nickel, vanadium and other metal concentrations in crude oil. *Analytica Chimica Acta*, 1002, 18-25.



## ANTHROPOCENE SEDIMENTATION AND THE "GREAT GEOMORPHIC ACCELERATION"



L.M. Forte<sup>(1)</sup>, J. Remondo<sup>(2)</sup>, A. Cendrero<sup>(1, 2)</sup>

(1) Instituto de Geomorfología y Suelos, Universidad Nacional de La Plata, Calle 1, No. 644, 1900 La Plata, Argentina.
(2) DCITIMAC, Facultad de Ciencias, Universidad de Cantabria, Av. De Los Castros, S/N, 39005, Santander, Spain.
juan.remondo@unican.es

Resumen (La sedimentación en el Antropoceno y la "Gran Aceleración Geomorfológica"): A partir de datos sobre tasas de sedimentación en diferentes lugares del mundo (más de un millar), obtenidos por los autores y recopilados de la literatura, se analiza la evolución de dichas tasas desde finales del siglo XIX. Los resultados obtenidos muestran un incremento considerable de las tasas, en muy diversos ambientes y regiones geográficas, especialmente a partir de mitad del siglo XX ("Gran Aceleración Geomorfológica"). Se aprecia un paralelismo con la evolución de indicadores de la intensidad de las actividades humanas, mientras que dicho paralelismo no parece existir con la evolución de las precipitaciones. La aceleración geomorfológica parece obedecer más a cambios en el territorio que en el clima. El cambio geomorfológico global parece ser una de las características del Antropoceno y es coherente con las propuestas de mitad del siglo XX para su inicio.

Key words: Anthropocene, great geomorphic acceleration, erosion/sedimentation, human geomorphic footprint. *Palabras clave:* Antropoceno, gran aceleración geomorfológica, erosión/sedimentación, huella geomorfológica humana

#### INTRODUCTION

The possible existence of a "geomorphic dimension of global change" was mentioned over two decades ago (Cendrero and Douglas, 1996). Some of its direct and indirect effects on denudation/sedimentation processes were analysed in northern Spain (Remondo et al., 2005) and in Argentina (Rivas et al., 2006).

A significant relationship between human activity and slope movements was found in study areas of northern Spain. Slope movements frequency during the Pleistocene-Holocene showed marked increases around 6000-5500 BP (coinciding with the Neolithic Revolution in the region) and 300-200 BP (Industrial Revolution). A tenfold increase of landslide rate was found in the Deba Valley (Guipúzcoa, Spain) since 1954, with no apparent relationship with rainfall variations, but a possible correlation with indicators of the intensity of human activities (Remondo et al., 2005). The sedimentary record in the region also showed a clear increase of sedimentation rates in the second half of last century, reflecting the intensification not only of slope instability processes, but probably erosion as well. On the other hand, data obtained from several study areas in Argentina and Spain showed the importance of direct human landform construction and denudation (the "human geomorphic footprint", Rivas et al., 2006). On the basis of data obtained, it was estimated that "technological denudation" (Brown, 1956) could be 1-2 orders of magnitude greater than natural denudation. Remondo et al., (2005) indicated that "The type of geomorphic response to human impacts on earth surface processes described may represent a global geomorphic change independent of climate change". On their part, Rivas et al. (2006) proposed "The situation described, in which human action has taken over natural processes as the main agent of materials transfer on the Earth's surface, is unlikely to have occurred before the beginning of the  $20^{th}$ 

century and certainly not before the industrial revolution. This represents an important qualitative and quantitative change with respect to previous earth history."

Further work (Bonachea et al., 2010; Cendrero et al., 2011, Bruschi et al., 2011; 2013 a, b; Forte et al., 2016) provided additional evidence on the intensification of geomorphic processes (particularly sedimentation rates) during the last and present centuries. Cendrero et al. (2011) mentioned: "... human influence on geomorphic processes surpassed that of natural agents around the end of World War II. If this were so, from a geomorphic point of view perhaps it would be better to consider that date as the beginning of the Anthropocene". And Bruschi et al. (2013 a) wrote: "... the intensification of geomorphic processes appears to be one of the characteristics of the Anthropocene."

Other authors have also pointed out the importance of human influence on geomorphic processes, particularly in recent times, and its significance for the characterisation of the Anthropocene (among others, Syvitski et al., 2005; Syvitski & Kettner, 2011; Brown et al., 2013, 2017; Cooper et al., 2018).

The aim of the present contribution is to assess whether erosion/sedimentation processes at global level have experienced significant changes due to human actions (an indirect consequence of the "human geomorphic footprint"?), and to what extent those changes could be a characteristic of the Anthropocene.

#### METHODOLOGICAL APPROACH

Information on sedimentation rates was obtained through a literature search, covering five large countries/regions which represent over 25% of the global continental area (excluding Antarctica): China, India, USA, Europe and Australia (Fig. 1). Data on



sedimentation rates for more than one thousand locations were obtained (Forte, 2017). The works consulted had very different aims (in some cases sedimentation studies, but in most of them the focus was on ecological or geochemical analyses) and time Some contributions frameworks. presented calculations or estimates of sedimentation rates, but in other cases the rates were calculated by us on the basis of data provided by the original authors. Full details on the approach as well as tables, graphs and data sources can be obtained at the Open Repository of the Universidad de Cantabria (http://hdl.handle.net/10902/11396).



Fig. 1. Location of points for which data on sedimentation rates were obtained from the literature

Due to the very different time frameworks of the reported data, only three large periods could be defined (approximate limits): A) pre-1900; B) 1900-1950; C) post-1950. In some points rates could be obtained for the three periods indicated, but in others it was not so. In quite a number of points only an average sedimentation rate was obtained for the "post-settlement" period (since about the end of the 19<sup>th</sup> century). The rate in these cases was assigned to period B. This is clearly a bias against the idea of an increasing sedimentation we are trying to test because, as the vast majority of results obtained show, rates tend to increase with time. The evolution of sedimentation rates was analysed grouping points by both sedimentary environments (floodplain deposits, wetlands, lakes, river channels, deltas, coastal lagoons, estuaries, coastal platforms) and geographical regions, using all points with data as well as only points with data for the three periods established. Sedimentation rates were compared with indicators of potential natural (rainfall) and human (gross domestic product, GDP, which is an expression of the intensity of human activities, including those affecting land surface; Cendrero et al., 2006) drivers for the regions considered (Forte, 2017). Obviously, with data for only three time lapses in the whole period covered, the existence of possible correlations between time series could not

be explored. Thus, the analysis has been based on comparisons with rainfall and GDP trends.

#### **RESULTS AND DISCUSSION**

The full results obtained for the five countries/regions analysed can be accessed at (http://hdl.handle.net/10902/11396). Details given for each point include: exact location, type of sedimentary environment, period covered, sedimentation rate values, method used to obtain them, comments on uncertainties, reference. Graphic representations of sedimentation rates in each country/region, grouped by both sedimentary environments and geographical areas, are also provided. A summary for each region is presented in Figure 2 and Table 1 (unweighted averages).

A great majority of the results show sedimentation rates' increase with time. Out of 119 groups of data points corresponding to sedimentary environments and geographical regions (taking all points as well as only points with data for the three periods considered), there are only 9 exceptions (of which 7 correspond to points with less than three data). The increase is normally greatest after 1950 (Fig 2). In all regions, when points with at least three temporal values are considered, a post-1950 acceleration of sedimentation rates can be observed, in some cases arithmetic, but in general geometrical (Table 1). This suggests a general intensification of denudation (and consequent sedimentation) by all sorts of geomorphic processes in very different regions, especially after mid-20<sup>th</sup> century. Variations of GDP and sedimentation rates for the periods considered show in general a fair similarity, but not rainfall data (Fig. 2). It seems that human influence (through landsurface modification) is more relevant than climate for the intensification of erosion/sedimentation processes.

Region	Sed. Rate post 1950 (all points)	Sed. Rate post 1950 (points with 3 data)	Growth factor (all points)	Growth factor (points with 3 data)	GDP growth factor	Post 1950 acceleration (all points)	Post 1950 acceleration (points with 3 data)
China	7,42	3,89	5,09	3,77	10,72	А	G
India	11,26	10,09	4,88	4,38	6,80	No	G
USA	12,47	4,86	3,98	2,12	28,50	G	А
Europe	9,64	2,96	8,05	2,67	17,83	G	G
Australia	11,09	10,72	11,97	21,43	46,93	No	А
Rio de la Plata	8,50			11,00	24,00		G
N Spain	7,00			8,00	11,00		G

Table 1. Average sedimentation rates (mm/year) in the five regions analysed, and two other areas in which determinations were carried out. G: geometric; A: arithmetic (Bonachea et al., 2010; Bruschi et al., 2013 a; Forte, 2017).



Fig. 2. Above: Sedimentation rates (unweighted averages; brown line: all points; yellow bars: points with 3 data) and GDP (Geary-Khamis dollars, 1990; Bolt & van Zanden, 2013; green line) in the regions analysed. Below: Rainfall evolution (10-year moving average; IPCC, 2013).

#### CONCLUSIONS

A significant intensification of sedimentation rates has been observed since the beginning of last century, in very different regions and sedimentary environments, throughout the world. The increase of sedimentation is especially marked after midtwentieth century, and it appears to be more influenced by human activities affecting land surface than by climate change. This indicates that the "Great Acceleration" (Steffen et al., 2007, 2011) includes a "great geomorphic acceleration". The observed change in the behaviour of surface geologic processes could be one of the characteristics of the Anthropocene. Thus, the human-driven modification of geomorphic processes points to mid-twentieth century (post World War II?) as an appropriate date for the beginning of the Anthropocene (Cendrero et al., 2011; Bruschi et al, 2011, 2013; Steffen et al., 2015; Waters et al., 2016).

#### REFERENCES

- Bolt, J., van Zanden, J.L. (2013). *The Maddison Project; the first update of the Maddison Project. Re-estimating growth before 1820.* WP -4. Univ. Gronningen (http://www.ggdc.net/maddison/maddison-project).
- Bonachea, J., Bruschi, V.M., Hurtado, M., Forte, L.M., da Silva, M., Etcheverry, R., Cavallotto, J.L., Dantas, M., Pejon, O., Zuquette, L., Bezerra, M.A., Remondo, J., Rivas, V., Gómez-Arozamena, J., Fernández, G., Cendrero, A. (2010). Natural and human forcing in recent geomorphic change; case studies in the Rio de la Plata basin. Science of the Total Environment, 408, 2674-2695.
- Brown, H. (1956). Technological denudation. En: Man's role in changing the face of the earth (W.L. Thomas, Ed), Univ. of Chicago Press, Chicago; 1023-1032.
- Brown, A.G., Tooth, S., Chiverrell, R.C., Rose, J., Thomas, D.S.G., Wainwright, J., Bullard, J.E., Thorndycraft, V.R., Aalto, R., Downs, P. (2013). The Anthropocene: is there a geomorphological case? *Earth Surface Processes and Landforms*, 38, 431-434.
- Bruschi, V.M., Bonachea, J., Remondo, J., Forte, L.M., Hurtado, M.A., Cendrero, A. (2011). ¿Hemos entrado ya en una nueva época de la historia de la Tierra? *Revista Real Academia Ciencias Exactas Físicas y Naturales*, 105 (1), 1-12.
- Brown, A.G., Tooth, S., Bullard, J.E., Thomas, D.S.G., Chiverrell, R.C., Plater, A.J., Morton, J., Thorndycraft, V.R., Tarolli, P., Rose, J., Wainwright, J., Downs, P., Aalto, R. (2017). The geomorphology of the Anthropocene: emergence, status and implications. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42, 71-90.
- Bruschi, V.M., Bonachea, J., Remondo, J., Gómez-Arozamena, J., Rivas, V., Méndez, G., Naredo, J.M., Cendrero, A. (2013 a). Analysis of geomorphic systems' response to natural and human drivers in northern Spain:

Implications for global geomorphic change. *Geomorphology*, 196, 267–279.

- Bruschi, V.M., Bonachea, J., Remondo, J., Gómez-Arozamena, J., Rivas, V., Barbieri, M., Capocchi, S., Soldati, M., Cendrero, A. <sup>(2013 b)</sup>. Land management versus natural factors in land instability; some examples in northern Spain. *Environmental Management*, 52, 398-416.
- Cendrero, A, Douglas, I. (1996). Earth surface processes, materials use and urban development; project aims and methodological approach. *Abstracts with programs, GSA Annual Meeting*, Denver (USA), A-79.
- Cendrero, A., Remondo, J., Bonachea, J., Rivas, V., Soto, J. (2006). Sensitivity of landscape evolution and geomorphic processes to direct and indirect human influence. *Geografia Fisica e Geodinamica Quaternaria*, 29, 125-137.
- Cendrero, A., Bruschi, V.M., Forte, L.M., Bonachea, J., Remondo, J., Rivas, V. (2011). Evidences of major changes in Earth's surface processes. Should the Anthropocene be considered as a new period in geologic history? En: Geomorphology for Human Adaptation to Changing Tropical Environments (A Asrat, F Dramis, J Nyssen, M Umer, Eds). Abstract Volume, IAG/AIG Regional Conference, Addis Ababa, Ethiopia, 37.
- Cooper, A.H., Brown, T.J., Price, S.J., Ford, J.R., Waters, C.N. (2018). Humans are the most significant global geomorphological driving force of the 21<sup>st</sup> century. *The Anthropocene Review*, 2 (1), 81-88.
- Forte, L. M. (2017). Análisis de las variaciones espaciotemporales de los procesos geomorfológicos y los riesgos naturales asociados. PhD. Thesis. Univ. of Cantabria, Spain, 496 p (http://hdl.handle.net/10902/11396).
- Forte, L.M., Hurtado, M.A., Dangvas, N.V., Couyoupetrou, L., Giménez, J.E., Silva, M da., Bruschi, V.M., Cendrero, A. (2016). Anthropogenic geomorphic change as a potential generator of renewable geologic resources in the humid Pampa, Argentina. *Catena*, 142, 177-189.
- IPCC (2013). Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge and New York.
- Remondo, J., González-Díez, A., Soto, J., Díaz de Terán, J.R., Cendrero, A. (2005). Human impact on geomorphic processes and hazards in mountain areas. *Geomorphology*, 66, 69-84.
- Rivas, V., Cendrero, A., Hurtado, M., Cabral, M., Giménez, J., Forte, L.M., del Río, L., Cantú, M., Becker, A. (2006). Geomorphic consequences of urban development and mining activities; an analysis of study areas in Spain and Argentina. *Geomorphology*, 73(3-4), 185-206.
- Stteffen, W., Crutzen, P.J., McNeil,I JR. (2007). The Anthropocene: are humans now overwhelming the great forces of Nature? *Ambio*, 36, 614-621.



- Steffen, W., Grinevald, J., Crutzen, P.J., McNeill, J. (2011). The Anthropocene: conceptual and historical perspectives. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, A 369, 842-867.
- Steffen, W., Broadgate, W., Deutsch, L., Gaffney, O., Ludwig, C. (2015). The trajectory of the Anthropocene: The Great Acceleration. *The Anthropocene Review*, 2(1), 81–98.
- Syvitski, J., Vörösmarty, C.J., Kettner, A.J., Green, P. (2005). Impacts of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science*, 308, 376-380.
- Syvitski, J., Kettner, A.J. (2011). Sediment flux and the Anthropocene. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, A 369, 957-975.
- Waters, C.N., Zalasiewicz, J., Summerhayes, C., Barnosky, A.D., Poirier, C., Gałuszka, A., Cearreta, A., Edgeworth, M., Ellis, E.C., Ellis, M., Jeandel, C., Leinfelder, R., McNeill, J.R., Richter, D.B., Steffen, W., Syvitski, J., Vidas, D., Wagreich, M., Williams, M., Zhisheng, A., Grinevald, J., Odada, E., Oreskes, N., Wolfe, A.P. (2016). The Anthropocene is functionally and stratigraphically distinct from the Holocene, *Science*, 351 (6269), 137-147.



## PROPIEDADES MAGNÉTICAS DE LOS SEDIMENTOS RECIENTES DE LA RÍA DE BILBAO: UN RELATO DE CONTAMINACIÓN INDUSTRIAL Y RECUPERACIÓN POSTINDUSTRIAL EN EL ANTROPOCENO



V. Villasante-Marcos<sup>(1)</sup>, M.J. Irabien<sup>(2)</sup>, A. Cearreta<sup>(3)</sup>

(1) Observatorio Geofísico Central, Instituto Geográfico Nacional, Real Observatorio de Madrid, C/ Alfonso XII, 3, 28014 Madrid. vvillasante@fomento.es

(2) Dpto. de Mineralogía y Petrología, Universidad del País Vasco UPV/EHU, Apartado 644, 48080 Bilbao.

mariajesus.irabien@ehu.eus

(3) Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, Universidad del País Vasco UPV/EHU, Apartado 644, 48080 Bilbao. alejandro.cearreta@ehu.eus

Abstract (Magnetic properties of recent Bilbao estuary sediments: a tale of industrial pollution and postindustrial recovery in the Anthropocene): Rock magnetic properties of 13 samples of surficial materials and 160 samples of recent sediments obtained from 7 sedimentary cores along the Bilbao estuary have been analyzed in order to investigate the magnetic fingerprint of anthropogenic pollution in this area. The results have been correlated to previously published heavy metal concentrations, main and trace element geochemistry and benthic foraminiferal data, revealing a strong relationship between magnetic properties and industrial pollution, but also a highly complex spatial-temporal interplay of different sources and types of pollutants. Magnetic data are indicative of a progressive but spatially heterogeneous decrease of ferromagnetic pollution in sediments after the deindustrialization of the Bilbao area, with two hotspots of persistent pollution remaining at the mouths of two of the main tributary creeks of the estuary (Galindo and Gobelas).

**Palabras clave:** Magnetismo ambiental; metales pesados; Antropoceno; contaminación industrial *Key words*: Environmental magnetism; heavy metals; Anthropocene; industrial pollution

#### INTRODUCCIÓN

El magnetismo de rocas persigue la detección, identificación y caracterización (abundancia, distribución de tamaños y formas de grano/cristal, etc.) de los minerales ferromagnéticos presentes en muestras geológicas mediante la medida de sus propiedades magnéticas. La aplicación del magnetismo de rocas a problemas ambientales y paleoambientales, comúnmente denominada magnetismo ambiental, se fundamenta en la dependencia crítica de estos aspectos de la fracción ferromagnética frente a diferentes variables y procesos ambientales. Los minerales y materiales ferromagnéticos son ubicuos y su distribución y características dependen de procesos tanto naturales como antropogénicos, por lo que sirven como trazadores potenciales tanto de procesos sedimentarios y sus causas ambientales y climáticas, como de procesos de autigénesis (p.ej. diagénesis temprana) o de contaminación antrópica (Maher y Thompson, 1999; Evans y Heller, 2003; Liu et al., 2012). El impacto humano sobre la distribución, abundancia y tipo de los minerales y materiales ferromagnéticos presentes en los distintos reservorios del sistema terrestre presenta dos facetas: por un lado, las perturbaciones antrópicas de los procesos naturales que determinan la abundancia y distribución de los minerales ferromagnéticos naturales; y por otro, la emisión y dispersión de fases ferromagnéticas antropogénicas como subproducto de diferentes actividades industriales, mineras o de tratamiento de residuos. La quema de biomasa y especialmente de combustibles fósiles son fuentes conocidas de cenizas ricas en microesférulas magnéticas, que pueden dispersarse sobre grandes áreas alrededor de centrales de generación eléctrica, industrias metalúrgicas, fundiciones e incluso carreteras, estaciones ferroviarias, puertos y ciudades. La contaminación directa por residuos metálicos procedentes de la actividad minera, metalúrgica y de eliminación de residuos domésticos está asimismo ampliamente extendida y provoca la dispersión de partículas y fragmentos altamente magnéticos, originalmente en forma de hierro metálico que posteriormente se oxida para originar diferentes óxidos y oxi-hidróxidos de hierro. Todas estas fases ferromagnéticas antropogénicas pueden encontrarse asociadas a elevadas concentraciones de metales pesados, observándose diferentes grados de correlación en función de las fuentes precisas de ambos tipos de contaminantes. Estas fases son fácilmente detectables debido a sus propiedades fuertemente magnéticas y a que habitualmente se encuentran en concentraciones muy superiores a las de las fases ferromagnéticas naturales. La dispersión de cenizas ricas en microesférulas magnéticas ha dejado una huella magnética diacrónica en el registro sedimentario reciente de lagos y turberas, y posiblemente también de estuarios y ambientes marinos, que ha sido propuesta como herramienta complementaria para la definición de la base del Antropoceno (Snowball et al., 2014). Esta huella se caracteriza por un incremento progresivo de contaminantes magnéticos en Europa y Norte América a partir de 1800, alcanzando un máximo alrededor de 1900 (el denominado "evento de 1900") y extendiéndose gradualmente a otros continentes



hasta alcanzar un carácter global a partir de 1950 en paralelo a la industrialización del este de Asia.

En este contexto, el trabajo que aquí presentamos investiga las propiedades magnéticas de los sedimentos más recientes (Antropoceno) de la hasta hace poco extremadamente contaminada Ría de Bilbao, que históricamente ha estado sometida a los efectos de casi todas las formas posibles de contaminación ferromagnética, pero que en las últimas décadas se ha visto beneficiada por un rápido proceso de desindustrialización y por la implementación de normativas y planes de protección y recuperación ambiental.

#### MATERIALES

Esta contribución presenta resultados sobre las propiedades magnéticas tanto de muestras de sedimentos superficiales como de otras procedentes de testigos sedimentarios a lo largo de la Ría de Bilbao (estuario del Río Nervión). El estudio superficial incluye 13 muestras de los materiales sedimentarios más recientes en 13 puntos a lo largo de la zona intermareal de la Ría. Estas muestras superficiales se recolectaron en febrero de 2017 y corresponden a la campaña más reciente de un programa de control a largo plazo iniciado en 1997, consistente en el muestreo periódico, cada 3 años, de los mismos puntos seleccionados a lo largo del estuario (Leorri et al., 2008; Irabien et al., 2018). Desde 1997, estas muestras de sedimentos superficiales se han analizado sistemáticamente desde el punto de vista geoquímico y micropaleontológico (foraminíferos bentónicos), con el objetivo de seguir la evolución temporal de las condiciones ambientales y de contaminación de la Ría, tal y como quedan reflejadas en los sedimentos. El de febrero de 2017 es el primer muestreo que ha incluido medidas de magnetismo. Nuestro estudio incluye también 160 muestras procedentes de 7 testigos sedimentarios recientes cortos (~20 cm) distribuidos a lo largo del estuario (Irabien et al., 2018). Además de todos estos materiales recientes, se han analizado dos tipos de muestras de control. Por un lado, se han examinado 20 muestras procedentes de 3 testigos sedimentarios largos de materiales preindustriales, para establecer los valores de fondo típicos de los diferentes parámetros magnéticos. Estos testigos largos, recogidos y estudiados previamente por Leorri y Cearreta (2004), se localizan en los tramos alto, medio y bajo de la Ría. Por otro lado, se han estudiado 3 muestras recogidas en el depósito de sedimentos antropogénicos (beachrock) de la playa de Tunelboca, justo al este de la desembocadura de la Ría, como ejemplo extremo de materiales ferromagnéticos de origen industrial.

#### **METODOLOGÍA**

Las medidas de magnetismo se han realizado en el Laboratorio de Paleomagnetismo y Magnetismo de Rocas de la Universidad Complutense de Madrid. La susceptibilidad magnética, tanto total como dependiente de la frecuencia, se ha medido 10 veces para cada muestra y se ha promediado (equipos KLY4-Agico y MS3-Bartington). En todas las muestras se han medido ciclos de histéresis y remanencia hasta 0,5 T con un equipo Coercivity Spectrometer. Se han medido ciclos termo-magnéticos hasta 700-800º C para todas las muestras superficiales de 2017 y las de Tunelboca, así como para una selección amplia de muestras procedentes de los testigos recientes y los preindustriales, con el objetivo de constreñir su mineralogía magnética (instrumentos VFTB-Petersen Instruments y KLY4/CS4-Agico). Los resultados magnéticos obtenidos han sido comparados con los datos geoquímicos y micropaleontológicos (Irabien et al., 2018), trabajo en el que se incluían también datos de susceptiblilidad magnética pero no del resto de parámetros magnéticos, que presentamos aquí por primera vez.

#### **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

En la Figura 1 se presenta un resumen de los resultados para los parámetros magnéticos más importantes en las muestras procedentes de testigos sedimentarios cortos y en las muestras superficiales de 2017. La susceptibilidad magnética ( $\chi$ ) y la imanación de saturación (Ms), ambas normalizadas por la masa, correlacionan fuertemente entre sí y son indicativas de la abundancia de material ferromagnético en estas muestras. Por otro lado, el cociente entre la coercitividad de la remanencia y la coercitividad (Bcr/Bc) sirve en primera aproximación como indicador del tamaño de grano/cristal de la fracción ferromagnética, observándose una cierta correlación positiva con la susceptibilidad y la imanación de saturación, lo que indica que las concentraciones elevadas de fases ferromagnéticas tienden a estar asociadas con tamaños de grano/cristal mayores. Los experimentos termomagnéticos apuntan a la presencia de magnetita original en las muestras, aunque han sido en bastantes casos inconcluyentes. Esto se debe a que casi todas ellas presentan una importante alteración irreversible y la generación de magnetita secundaria durante el calentamiento por encima de ~450° C, a temperaturas compatibles con las propias de la transformación térmica de la siderita en magnetita. Este comportamiento es explicable al ser la siderita un componente típico, e históricamente explotado como mena de hierro, en las Calizas de Toucasia urgonianas (Aptiense-Albiense inferiormedio) que afloran en el Anticlinal de Bilbao, al oeste-sudoeste de la Ría, y que son erosionadas y lavadas por los afluentes sudoccidentales del estuario (ríos Kadagua, Castaños y Galindo). Estas calizas ricas en siderita afloran también alrededor de estación de muestreo Erribera (situada la ligeramente aguas abajo del punto de transición entre las condiciones fluviales y estuarinas en La Peña) y son erosionadas por el propio Río Nervión. A pesar de ello, los ciclos de histéresis e IRM por sí mismos, así como la coercitividad de las muestras y los valores absolutos de la susceptibilidad y la imanación de saturación, apuntan claramente a la magnetita como la fase ferromagnética original



principal en los sedimentos recientes de Bilbao, tal y como es esperable para materiales muy afectados por contaminación industrial procedente de la quema de carbón y la actividad metalúrgica sobre la que el Gran Bilbao construyó su riqueza industrial desde alrededor de 1850 hasta finales del siglo XX.



Fig. 1: Susceptibilidad magnética normalizada por la masa ( $\chi$ ; A- muestras de testigos, D- muestras superficiales), imanación de saturación (Ms ; B- muestras de testigos, E- muestras superficiales) y razón entre la coercitividad de la remanencia y la coercitividad (Bcr/Bc ; C- muestras de testigos, F- muestras superficiales), en función de la profundidad a lo largo de los testigos y de la distancia a lo largo de la Ría de Bilbao (medida desde el punto de transición de condiciones fluviales a estuarinas en La Peña) y en función de la localización para las muestras superficiales. Se han utilizado las mismas escalas de grises para las muestras de testigos y las superficiales, con el fin de facilitar su comparación.


Los valores de susceptibilidad magnética de las muestras superficiales y de los testigos recientes cortos son en todos los casos muy superiores a los valores de fondo preindustriales obtenidos de los testiaos largos. observándose factores de incremento relativos a los valores preindustriales máximos de entre 3 (Asua) y 63 (Galindo) para las muestras superficiales de 2017 y de entre 4-8 (Zorroza y Rontegi) y 30-110 (Galindo) para los testigos recientes. De hecho, los valores de susceptibilidad en el testigo reciente de Galindo alcanzan valores máximos de 1,9 10<sup>5</sup> m<sup>3</sup> kg<sup>1</sup>, muy similares a los observados (2,0.10<sup>-5</sup> m<sup>3</sup> kg<sup>-1</sup>) en las muestras antrópicas y fuertemente magnéticas de Tunelboca (depósito costero, formado por procesos naturales, a partir de escorias muy ricas en hierro procedentes de fundiciones e industrias siderúrgicas y descargadas en el mar frente a las costas de Bilbao desde 1902 hasta 1995). Esto, que se observa igualmente para otros parámetros magnéticos, indica que todos los materiales recientes, incluso los menos contaminados, están muy enriquecidos en contaminantes ferromagnéticos si se comparan con las muestras preindustriales.

Observando la evolución temporal de los parámetros magnéticos a medida que se asciende a lo largo de los testigos recientes, se aprecia una tendencia general de descenso gradual, aunque no monótono, en casi todos ellos. Esto indica un descenso progresivo en el contenido de contaminantes ferromagnéticos en los sedimentos. Al tratarse de materiales tan recientes y debido a la elevada heterogeneidad de los procesos de sedimentación en la Ría, así como a los fenómenos de removilización antrópica recurrentes, su datación precisa es muy problemática, aunque los datos parecen indicar que la totalidad de los testigos corresponde a la fase de recuperación de la Ría iniciada en los años 1990 (Irabien et al., 2018). Esta tendencia decreciente correlaciona positivamente con la observada en el contenido de metales (Pb, Zn, Cd, Ni, Cu, etc.), mientras que correlaciona negativamente con la abundancia y diversidad de especies de foraminíferos bentónicos (Irabien et al., 2018). Igualmente, para las muestras superficiales de 2017 se aprecia una correlación positiva entre los parámetros magnéticos indicativos de la abundancia de material ferromagnético y la abundancia de metales, aunque esta correlación, así como la de los distintos metales entre sí, no es perfecta y presenta desviaciones importantes en algunos puntos. Esto es indicativo de una alta heterogeneidad espacial en la distribución de los distintos tipos de contaminantes, heredada probablemente de una alta heterogeneidad en la distribución de sus distintas fuentes a lo largo de la historia ambiental de la Ría.

Se observa que en la Ría de Bilbao persisten dos puntos (Galindo especialmente y en menor medida Gobelas) en los que la abundancia de contaminantes ferromagnéticos, reflejados en los parámetros magnéticos, así como de metales, sigue siendo muy elevada, y donde la recuperación de la abundancia y diversidad de foraminíferos bentónicos se muestra retardada. En el caso de Galindo, el punto más contaminado de la Ría entre todos los analizados, aunque en los últimos centímetros del testigo se apunta un leve descenso del contenido en ferromagnéticos y metales, la muestra superficial de 2017 vuelve a mostrar valores elevados. Sin embargo, el caso de Burtzeña, junto a la desembocadura del Río Kadagua en el estuario, donde la muestra superficial de 2017 también presenta una susceptibilidad magnética elevada, es diferente: el resto de parámetros magnéticos, en especial los indicativos de la abundancia de fases ferromagnéticas (como la imanación de saturación), no presentan valores elevados frente a los de otros puntos muestreados, lo que indica que en este caso los valores de susceptibilidad no se deben a contaminantes ferromagnéticos sino a una elevada paramagnéticas, abundancia de fases probablemente de siderita (paramagnética a temperatura ambiente) arrastrada por el río. Los datos disponibles (magnéticos, geoquímicos y micropaleontológicos) apuntan a la recuperación progresiva de las condiciones ambientales en la Ría de Bilbao, con la persistencia de al menos dos puntos altamente contaminados ("hotspots") en Galindo y Gobelas, cuyos sedimentos recientes pueden ser fuentes secundarias importantes de contaminantes en caso de ser removilizados.

**Agradecimientos:** Este trabajo ha sido financiado por el proyecto de investigación Antropicosta-2 (RTI2018-095678-B-C21 (MCIU/AEI/FEDER, UE), MINECOR) y por el Instituto Geográfico Nacional. Agradecemos al Laboratorio de Paleomagnetismo y Magnetismo de Rocas de la Universidad Complutense de Madrid por facilitarnos el uso de sus equipos e instalaciones.

- Evans, M.E., Heller, F. (2003). *Environmental magnetism*. Academic Press, San Diego, 299 pp.
- Irabien, M.J., Cearreta, A., Šerrano, H., Villasante-Marcos, V. (2018). Environmental regeneration processes in the Anthropocene: the Bilbao estuary case (northern Spain). *Marine Pollution Bulletin*, 135, 977-987.
- Leorri, E., Cearreta, A. (2004). Holocene environmental development of the Bilbao estuary, northern Spain: sequence stratigraphy and foraminiferal interpretation. *Marine Micropaleontology*, 51, 75-94.
- Leorri, E., Cearreta, A., Irabien, M.J., Yusta, I. (2008). Geochemical and microfaunal proxies to assess environmental quality conditions during the recovery process of a heavily polluted estuary: The Bilbao estuary case (N. Spain). *Science of the Total Environment*, 396, 12-27.
- Liu, Q., Roberts, A.P., Larrasoaña, J.C., Banerjee, S.K., Guyodo, Y., Tauxe, L., Oldfield, F. (2012). Environmental magnetism: principles and applications. *Reviews of Geophysics*, 50, RG4002.
- Maher, B.A., Thompson, R. (1999). *Quaternary climates, environments and magnetism*. Cambridge University Press, New York, 390 pp.
- Snowball, I., Hounslow, M.W., Nilsson, A. (2014). Geomagnetic and mineral magnetic characterization of the Anthropocene. En: A stratigraphical basis for the Anthropocene (C.N. Waters, J.A. Zalasiewicz, M. Williams, M. Ellis, A.M. Snelling, Eds.), Geological Society of London, Special Publication 395, 119-141.



### INFLUENCIA ANTROPOGÉNICA EN EL REGISTRO SEDIMENTARIO DE LA RIA DE MUROS (NO DE ESPAÑA)



B. Rubio<sup>(1)</sup>, P. Álvarez-Iglesias<sup>(2)</sup>, A. Andrade<sup>(1)</sup>, D. Rey<sup>(1)</sup>, B. Quintana<sup>(3)</sup>, A. M. Bernabeu<sup>(1)</sup>, A. López-Pérez<sup>(1)</sup>

(1) Grupo GEOMA. Departamento de Geociencias Marinas y Ordenación del Territorio, Facultad de Ciencias del Mar, Universidade de Vigo, Campus Lagoas-Marcosende, 36310 Vigo <u>brubio@uvigo.es</u>
(2) Servicio de Seguridad Alimentaria y Desarrollo Sostenible, C.A.C.T.I., Universidade de Vigo, Campus Lagoas-Marcosende, 36310 Vigo

3) Departamento de Física Fundamental, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca. 37008-Salamanca

Abstract ((Anthropogenic imprint in the sedimentary record of the Ría de Muros (NW Spain))): Based on textural analyses, solid phase geochemistry and Pb-210 and C-14 dating of four cores recovered from the outer and inner ría sectors it has been established the chronology of the anthropogenic signatures on the sedimentary record of the Ría de Muros (NW Spain). Recent sedimentation rates were obtained by <sup>210</sup>Pb dating according to the Constant Rate of Supply model. Sedimentation rates during the last millennia rose from 0.29 to 3.9 mm yr<sup>-1</sup> in the outer ría and from 0.38 to 6.2 mm yr<sup>-1</sup> in the inner ría. Pre-anthropogenic background levels for trace elements were established considering the deepest core samples, and then, the human influence on metal contents, such as Cu, Zn and Pb, were assessed. A continuous upward increase in the enrichment factors of these elements was detected since the 16<sup>th</sup> century, reflecting a pre-industrial human environmental impact.

Palabras clave: Contaminación pre-industrial, sedimentos marinos, datación por Pb 210, factores de enriquecimiento metálico. *Key words:* Pre-industrial contamination, marine sediments, Pb-210 dating, metal enrichment factors

#### INTRODUCCIÓN

Los sedimentos de áreas costeras representan un registro importante de las actividades humanas. La presión antropogénica incluye diferentes efectos, entre otros: a) la alteración de las tasas de sedimentación natural, por ejemplo debido a deforestación o cambios en los usos del suelo (Ruiz-Fernández et al. 2014); b) el incremento de elementos potencialmente tóxicos como Cu, Zn o Pb (Zwolsman et al., 1993); c) la eutrofización causada por descargas o aportes de nitratos, fosfatos u otros nutrientes que incrementan la productividad primaria (Zimmerman and Canuel, 2000; Pongratz et al. 2009), y, con ello, la incorporación de materia orgánica al fondo oceánico.

El estudio de la evolución temporal de dicha presión antropogénica y, por tanto, el comienzo del Antropoceno marcado por la impronta dejada en el sedimento (Ruddiman, 2011) requiere del uso de técnicas combinadas de datación, como las basadas en el <sup>210</sup>Pb y el <sup>14</sup>C, aunándolas con la identificación temporal de otros marcadores, como radionucleidos artificiales (<sup>137</sup>Cs, <sup>241</sup>Am), o el aporte de ciertos elementos traza (Álvarez-Iglesias et al., 2007).

#### LOCALIZACIÓN

Este estudio se basa en el análisis del registro sedimentario de la Ría de Muros, que es la situada más al norte de las Rías Bajas. Esta ría, con forma de embudo en planta, cubre un área de 125 km<sup>2</sup>, y presenta profundidades que oscilan entre los 10 m, en su parte interna, y los 45 m, en su parte externa.

Su cuenca de drenaje está compuesta por granitos de dos micas, paragneisses y esquistos (pertenecientes al Complejo de Noia) (IGME, 1981).

El principal aporte de agua continental a esta ría, el río Tambre, se localiza en su parte interna, río que

fue represado en el año 1958. Además, otros pequeños ríos descargan a la ría, atravesando la sierra del Barbanza (con una altitud de 685 m), la cual presenta venas de arsenopirita y trazas de Au y Ag (García Paz, 2008), cuya explotación se remonta al primer milenio AC.

En esta ría la circulación estuárica se puede describir en dos capas en su mayor parte (Iglesias y Carballo, 2009), estando además afectada por la Oscilación del Atlántico Norte a escala multidecadal (Lebreiro et al., 2006). Los fenómenos de afloramiento son habituales, siendo responsables de la alta productividad biológica y de la intensificación del cultivo de mejillón-que comenzó en 1956-, contribuyendo a que el contenido de materia orgánica en los sedimentos sea elevado.

Desde el siglo XIII se pueden considerar diversas influencias antropogénicas a los sedimentos de la ría, tales como el desarrollo y crecimiento urbano de las principales villas (Muros y Noia), actividades de construcción, o actividades de importación y exportación (de pescado, sal, etc.).

#### METODOLOGÍA

Se recogieron dos testigos de gravedad (M5GC y M12GC) en las zonas externa e interna de la ría (de 2.50 y 2.22 m, respectivamente) y, en las mismas localizaciones, dos testigos de caja (M5BC y M12BC, de 0.22 y 0.18 m, respectivamente).

En los testigos de caja se determinaron las actividades de <sup>226</sup>Ra, <sup>210</sup>Pb, <sup>137</sup>Cs y <sup>241</sup>Am por espectrometría gamma en el laboratorio de radiaciones ionizantes de la Universidad de Salamanca. Además, se consideraron también otros radionucleidos (<sup>40</sup>K, <sup>234</sup>Th and <sup>235</sup>U) debido a que pueden proporcionar información sobre la variabilidad en composición y tamaño de grano.



El marco cronológico para sedimentos recientes se obtuvo con los datos de <sup>210</sup>Pb aplicando el modelo CRS, y se calcularon las tasas de acumulación másica y las tasas de sedimentación. Cuatro dataciones por <sup>14</sup>C realizadas previamente (Andrade et al., 2011, 2014) se recalibraron y permitieron completar el modelo cronológico.

El tamaño de grano y otros análisis mineralógicos y geoquímicos (carbono orgánico total-COT, N total-NT, S total-ST,  $\delta^{13}$ C,  $\delta^{15}$ N y contenido en elementos mayoritarios y traza se realizaron en el C A C T I de la *Universidade* de Vigo, y fueron parcialmente publicados en trabajos previos (Andrade et al., 2011, 2014).

#### RESULTADOS

En los testigos M5GC y M12GC se observa un incremento hacia techo de las concentraciones de Cu, Pb y Zn, así como de sus factores de enriquecimiento (EF) en épocas recientes (Fig.1). En el testigo M5GC, los contenidos de Al, P, Ti, Mn, Fe, V, Ni y As, se mantienen hasta épocas recientes, y después aumentan hacia techo, mientras que en el testigo M12GC, los contenidos de Al, Fe, K, Mn, Ti, Si y V aumentan hacia techo, salvo en épocas recientes, donde disminuyen ligeramente. Los contenidos de Si y K, en M5GC, disminuyen hasta épocas recientes, momento en el cual aumentan.

Los máximos contenidos de Cu, Pb y Zn (35, 60 and 125  $\mu$ g g<sup>-1</sup>, respectivamente) se detectaron en los 6 cm superiores del testigo M12GC.

Los elevados contenidos en elementos traza en los decímetros superiores son coincidentes con tamaño de grano fino y altos contenidos de COT. Estos datos también concuerdan con una disminución hacia techo en el  $\delta^{13}$ C, especialmente para el testigo de la zona interna.

Se detecta la dependencia del contenido de radionucleidos con el tamaño de grano. El testigo M12BC (zona interna), rico en materia orgánica (~6%) y sedimentos fangosos (>90%) muestra mayores actividades que el testigo M5BC (zona externa, COT~3.8%, contenido en fangos <50%). Para este testigo las actividades específicas de  $^{234}$ Th,  $^{235}$ U,  $^{40}$ K and  $^{214}$ Pb no sufrieron variaciones significativas, con valores medios en torno a 34,2, 1,28, 469 y 23,8 Bq·kg<sup>-1</sup>, respectivamente. Se calcularon las tasas de acumulación másica en base al modelo CRS, y las tasas de sedimentación correspondientes fueron, en promedio, de 3,12 ± 4,71 mm a<sup>-1</sup>. El inventario total de  $^{210}$ Pb<sub>xs</sub> fue aproximadamente de 15.710 Bq·m<sup>-2</sup>, y el flujo correspondiente, en torno a 710 Bq·m<sup>-2</sup>.a<sup>-1</sup>. Este testigo de caja de la parte interna cubre un periodo de 130 años.

Para el testigo M12BC los contenidos de <sup>234</sup>Th, <sup>235</sup>U, <sup>40</sup>K and <sup>214</sup>Pb variaron ligeramente. Las tasas de sedimentación obtenidas fueron de 3,38 ± 1,05 mm a<sup>-1</sup>. Las tasas de sedimentación máximas se detectaron en los 4 cm superiores, con valores máximos a 3 cm (> 6mm a<sup>-1</sup>, correspondientes al año 2002) y también a 9 cm, correspondiendo con el año 1983, lo que indica que la parte superior de este testigo podría haberse depositado en un evento rápido de sedimentación que comprendería un periodo inferior a 50 años.

Las edades CRS obtenidas en base a los testigos de caja se transfirieron a los testigos de gravedad considerando la comparación de los análisis de alta resolución mediante *ltrax core scanner* realizados sobre todos los testigos, y se combinaron con las edades de radiocarbono para obtener un marco cronológico completo. De este modo, se detectó que las tasas de sedimentación han sido relativamente altas para el último milenio (>0,65 mm a<sup>-1</sup>), y que el registro sedimentario estudiado comprende los últimos 8,0 ka para la parte externa y los últimos 5,2 ka para la parte interna de la Ría de Muros.

#### DISCUSIÓN

La distribución y el incremento hacia techo de los perfiles de Cu, Pb y Zn en los testigos de gravedad (Fig. 1) sugieren la influencia antropogénica sobre los sedimentos estudiados, aunque en algunos casos estos perfiles están ligeramente modificados por cambios diagenéticos.

Teniendo en cuenta el modelo cronológico, el incremento observado en el testigo M5GC a partir del cm 27, que se corresponde con el año 1610 AD, y el incremento detectado en el testigo M12GC a partir del cm 42, que se corresponde con el año 1532 AD, se produjeron en la misma época, y, por tanto, podrían ser considerados como marcadores cronológicos. El incremento inicial observado se podría atribuir a la intensa actividad social y comercial en los puertos y villas de Muros y Noia, mientras que el máximo más reciente podría ser debido a la industria conservera y a actividades mineras en la región, durante finales del s. XIX y principios del s. XX (Fig. 1), respectivamente.

Por tanto, la influencia humana en la Ría de Muros se registra con anterioridad al comienzo del Antropoceno (Steffen et al., 2011; Zalasiewicz et al., 2015).

#### CONCLUSIONES

Se ha establecido un marco temporal para los sedimentos de la ría de Muros a partir de las dataciones realizadas mediante <sup>210</sup>Pb y <sup>14</sup>C. Las tasas de sedimentación para las últimas dos décadas son un orden de magnitud mayor que las calculadas para los últimos dos milenios.

Hay una clara señal antropogénica en el registro sedimentario reciente de la Ría de Muros desde el siglo XVI, previa a la revolución industrial, detectándose la contaminación hace 400-500 años, frente a otras Rías Bajas donde la contaminación se detecta principalmente tras dicha revolución. Esta huella antropogénica se detecta, entre otros, por el incremento de ciertos elementos traza (Cu, Zn y Pb) por encima de sus valores de fondo.

La influencia humana se detecta, además, en la zona externa de la ría, por un marcado cambio textural que ocurrió durante el siglo XVI, el cual se puede relacionar con procesos de deforestación e



intensificación de las prácticas agrícolas, que han persistido hasta la actualidad. También se observa, únicamente en la zona interna un incremento en el contenido de materia orgánica de origen marino que se interpreta como consecuencia del incremento de nutrientes como resultado de un incremento poblacional. Todos estos indicadores muestran una influencia humana significativa en la Ría de Muros previa al Antropoceno.

**Agradecimientos**: Este trabajo ha sido financiado a través del proyecto MarRISK de la Unión Europea titulado Adaptación costera ante el Cambio Climático: Conocer los riesgos y aumentar la resiliencia (0262 MarRISK1 E), por medio del programa EP-INTERREG V A España-Portugal (POCTEP) (www.poctep.eu/es/2014-2020/marrisk). También ha sido financiado por el proyecto FAREWELP: Forzamientos y procedencia de los aportes sedimentarios en las rias de Vigo y Muros como base de un modelo de transporte: la pluma del Miño, el upwelling y las fuentes locales, MINECO CGL2015-66681-R. P.A.I. agradece la financiación postdoctoral a través del programa Ángeles Alvariño de la Xunta de Galicia.



Fig. 1. Relaciones Si/Al, Ti/Al, Ca/Al, Cu/Al, Zn/Al, Pb/Al y Factores de Enriquecimiento (EF) de Cu, Pb y Zn para (a) Testigo M5GC y (b) Testigo M12GC. Se indican con flechas las edades a los que detectan cambios marcados en los perfiles de los EF. Datos de Si/Al, Cu/Al, Zn/Al, Pb/Al del testigo M12GC tomados de Andrade et al. (2014).

- Álvarez-Iglesias, P., Quintana, B., Rubio, B., Pérez-Arlucea, M. (2007). Sedimentation rates and trace metal input history in intertidal sediments from San Simón Bay (Ría de Vigo, NW Spain) derived from <sup>210</sup>Pb and <sup>137</sup>Cs chronology. *Journal of Environmental Radioactivity*, 98, 229-50.
- Andrade, A., Rubio, B., Rey, D., Álvarez-Iglesias, P., Bernabeu, A.M., Vilas, F. (2011). Palaeoclimatic changes in the NW Iberian Peninsula during the last 3000 years inferred from diagenetic proxies in the Ría de Muros sedimentary record. *Climate Research*, 48, 247-59.
- Andrade, A., Rubio, B., Rey, D., Álvarez-Iglesias, P., Bernabeu, A.M., Fedi, M.E. (2014). Environmental changes at the inner sector of Ría de Muros (NW Spain) during Middle to Late Holocene. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 136, 91-101.
- García Paz, C. Características xeolóxicas da Península do Barbanza (2008). En: López Otero, M.L, Álvarez-Campana Gallo, J.M. (Coord.). *Introdución á minería no Barbanza*. Cámara Oficial Mineira de Galicia, pp. 11-28.
- Iglesias, G., Carballo, R. (2009). Seasonality of the circulation in the Ría de Muros (NW Spain). *Journal of Marine Systems*, 78: 94-108.

- IGME (1981). Mapa Geológico de España E. 1:50000, Hoja nº151, Puebla del Caramiñal.
- Lebreiro, S.M., Francés, G., Abrantes, F.F.G., Diz, P., Bartels-Jónsdóttir, H.B., Stroynowski, Z.N. (2006). Climate change and coastal hydrographic response along the Atlantic Iberian margin (Tagus Prodelta and Muros Ría) during the last two millennia. *The Holocene*, 16, 1003-15
- Pongratz, J., Reick, H., Raddatz, T., Claussen, M. (2009). Effects of anthropogenic land cover change on the carbon cycle of the last millennium. *Global Biogeochemical Cycles*, 23, 1-13.
- Ruddiman, W.F., Crucifix, M.C., Oldfield, F.A. (Eds) (2011). The early-Anthropocene hypothesis. *The Holocene*, 21, 713–879.
- Ruiz-Fernández, A.C., Maanan, M., Sanchez-Cabeza, J.A., Pérez-Bernal, L.H., López Mendoza, P., Limoges, A. (2014). Chronology of recent sedimentation and geochemical characteristics of sediments in Alvarado Lagoon, Veracruz (southwestern gulf of Mexico). *Ciencias Marinas*, 40, 291-303.
- Steffen, W., Grinevald, J., Crutzen, P., McNeill, J., (2011). The Anthropocene: conceptual and historical



perspectives. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 369, 842-867.

- Zalasiewicz, J., Waters, C.N., Williams, M., Barnosky, A.D., Cearreta, A., Crutzen, P., Ellis, E., Ellis, M.A., Fairchild, I.J., Grinevald, J., Haff, P.K., Hajdas, I., Leinfelder, R., McNeill, J., Odada, E.O., Poirier, C., Richter, D., Steffen, W., Summerhayes, C., Syvitski, J.P.M., Vidas, D., Wagreich, M., Wing, S.L., Wolfe, A.P., Zhisbeng, A., Oreskes, N. (2015). When did the Anthropocene begin? A mid-twentieth century boundary level is stratigraphically optimal. *Quaternary International*, 383, 196-203.
- Zimmerman, A.R., Canuel, E.A. (2000). A geochemical record of eutrophication and anoxia in Chesapeake Bay sediments: Anthropogenic influence on organic matter composition. *Marine Chemistry*, 69, 117-37.
- Zwolsman, J.J.G., Berger, G.W., Van Eck, G.T.M. (1993). Sediment accumulation rates, historical input, postdepositional mobility and retention of major elements and trace metals in salt marsh sediments of the Scheldt estuary, SW Netherlands. *Marine Chemistry*, 44, 73-94.



# EL REGISTRO GEOLÓGICO ANTROPOCENO DEL BASQUE MUD PATCH Y SU RELACIÓN CON LOS PROCESOS COSTEROS EN EL GOLFO DE BIZKAIA



J. Gardoki <sup>(1)</sup>, A. Cearreta <sup>(1)</sup>, M.J. Irabien <sup>(2)</sup>, J. Gómez Arozamena <sup>(3)</sup>, A. Goffard <sup>(1)</sup>, A. Fernández Martín-Consuegra <sup>(1)</sup>

(1) Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco UPV/EHU, Apartado 644, 48080 Bilbao. jdiaz059@ikasle.ehu.eus, alejandro.cearreta@ehu.eus, aintzane.goffard@ehu.eus, aintzane.goffard@ehu.eus, aitor.fernandez@ehu.eus

(2) Departamento de Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco UPV/EHU, Apartado 644, 48080 Bilbao. mariajesus.irabien@ehu.eus

(3) Departamento de Ciencias Médicas y Quirúrgicas, Facultad de Medicina, Universidad de Cantabria, Avenida Herrera Oria s/n, 39011 Santander. jose.gomez@unican.es

Abstract (Anthropocene geological record of the Basque mud patch and its relationship to coastal processes in the Bay of Biscay): In order to reconstruct the possible recent anthropogenic impact recorded in the Basque mud patch, 3 cores obtained at around 100 m depth in front of the Guipuzcoan coast during the French oceanographic campaign Euskased (Euska2) have been studied. Their multiproxy analysis (metals, foraminifera, pollen, carbonaceous particles and short-lived radioisotopes) shows an evident human footprint corresponding to the "Great Acceleration" from mid-20th century.

**Palabras clave:** Sondeos, Metales, foraminíferos, polen, radioisótopos de vida corta *Key words*: Cores, *Metals, foraminifera, pollen, short-lived radioisotopes* 

#### INTRODUCCIÓN

La plataforma continental del Golfo de Bizkaia está cubierta fundamentalmente por arenas y gravas cuaternarias, aunque asimismo aparecen algunos depósitos fangosos que se encuentran situados entre los 100 y 150 m de profundidad. Estos depósitos de grano fino, formados por arcillas y limos masivos laminados y denominados "parches de fango" o *mud patches*, se localizan tanto frente a la desembocadura del estuario de La Gironde, en el margen este francés, como frente a la costa de Gipuzkoa, en el margen sur.

Numerosos autores han descrito y analizado el cinturón fangoso de la "Grande Vasière" o los depósitos fangosos frente al estuario de La Gironde (e.g., Lesueur et al., 2001; Dubrulle et al., 2007; Mojtahid, et al., 2019). Sin embargo, el mud patch de la plataforma vasca no ha sido estudiado de modo tan minucioso. Las primeras referencias al mismo son de la campaña organizada por el Instituto Español de Oceanografía a bordo del buque Xauen en 1932. Así, De Buen (1933) observó un dominio de los fangos al este de Deba mientras que al oeste de la misma población dominaban las arenas. Posteriormente, Rey y Medialdea (1989) describieron su presencia y características generales, pero sin llegar a delimitar su extensión y potencia. Más recientemente, Jouanneau et al. (2008) determinaron la distribución y extensión espacial de los sedimentos cuaternarios que cubren la plataforma vasca, mientras que el registro paleoceanográfico y paleoclimático reciente del Golfo de Bizkaia ha sido analizado utilizando microfósiles por Martínez-García et al. (2013) y Fernández Martín-Consuegra (2018). Hasta el momento no se había estudiado este depósito con el objetivo de interpretar el posible impacto antrópico reciente registrado en el mismo, exceptuando a Pascual et al. (2008) ane

caracterizaron la afección provocada por el derrame de petróleo del buque Prestige sobre la microfauna actual presente en sus sedimentos superficiales (foraminíferos bentónicos y ostrácodos).

#### LOCALIZACIÓN

La plataforma vasca puede considerarse como un área marginal del Golfo de Bizkaia, dentro del Atlántico Norte, con unas características climáticas y geográficas distintivas (Fontán et al., 2008). Así, la concavidad de este dominio induce una fuerte influencia continental, provocando que el agua de esta plataforma sea menos salina, más cálida en verano y menos fría en invierno que el agua situada en una latitud equivalente más hacia el oeste (Valencia et al., 2003). Estudios como los de Cabal et al. (2008) confirman que la hidrografía de la zona posee una importante estacionalidad, condicionada por la presencia de una parte de la corriente del Atlántico Norte. Esta corriente penetra en el Golfo de Bizkaia describiendo una circulación en sentido horario. Además, el área vasca se encuentra entre los sistemas noratlánticos de bajas y altas presiones que, combinado con la orografia escarpada del área costera, genera un microclima responsable de fuertes precipitaciones (Uriarte et al., 2004).

La plataforma vasca frente a las costas de Bizkaia y Gipuzkoa está caracterizada por un margen continental relativamente estrecho, entre 7 y 20 km, por lo que su proximidad física, junto a su orientación preferente W-E, favorecen el aporte directo y la acumulación de materiales en suspensión provenientes de los cursos fluviales. Los patrones de descarga se caracterizan por ser de corta duración y elevado caudal, de modo que los penachos fluviales en épocas de crecidas son la principal fuente de aporte de material fangoso (Jouanneau et al., 2008).





Fig. 1: Mapa de facies sedimentarias y localización de los sondeos estudiados en la zona sur del Golfo de Bizkaia. La zona de fango (mud) en color verde oscuro representa el Basque mud-patch. Modificado de Jouanneau et al. (2008).

La naturaleza de los sedimentos de la plataforma continental vasca es muy heterogénea. Desde el punto de vista de la distribución por su tamaño de grano se aprecian dos sectores claramente diferenciados (Fig. 1). Un sector occidental (frente a Bizkaia), dominado por arenas de tamaño medio a grueso y arenas muy gruesas concentradas en la antigua línea de costa pre-holocena (Jouanneau et al., 2008). La ausencia de material fangoso en esta área puede ser debida a la rápida transferencia de sedimento de grano fino sumado a la cercanía del borde de la plataforma y a los patrones de corrientes oceanográficas que tienden hacia el este (Uriarte et al., 2004; Jouanneau et al., 2008).

Por otro lado, en el sector oriental de la plataforma vasca (frente a Gipuzkoa) dominan los depósitos de arena muy fina, limos y arcillas laminados, originalmente denominados por los investigadores franceses como "Vasière de Loï Gunea" y actualmente conocidos como Basque mud patch. Este parche fangoso, con una orientación preferente W-E, presenta una longitud de 44 km y una extensión aproximada de 680 km<sup>2</sup> (Jouanneau et al., 2008). Los sedimentos fangosos llegan a extenderse hasta el borde del talud, nutriendo así al Cañón de Capbreton (Martínez-García et al., 2013). De acuerdo con la cartografía y los patrones de distribución de Jouanneau et al. (2008), su depocentro principal se localiza frente a Donostia a una profundidad de 100 m y presenta una potencia total aproximada de 7 m (Fig. 1). Los estudios isotópicos de <sup>210</sup>Pb realizados en ese trabajo señalaron que este mud patch presenta una tasa de sedimentación de 0,13 a 0,5 cm/año, con un valor máximo en el centro del mismo y el mínimo en las zonas periféricas próximas a los afloramientos rocosos.

#### MATERIALES Y MÉTODOS

Los materiales estudiados proceden de 3 sondeos marinos extraídos en julio 2004 por la Universidad de Bourdeaux durante la campaña oceanográfica Euskased (Euska2) a bordo del buque francés R/V Côtes de la Manche.

El sondeo KI-03 (43° 25,69' N, 2° 09,18' W) se extrajo en la zona centro-occidental del depocentro

del mud patch a 135 m de profundidad mediante un muestreador interface y presenta una longitud de 18 cm. El vecino sondeo KI-06 (43º 25.424 N, 1º 57.747 W, 119 m de profundidad) fue asimismo extraído mediante un muestreador interface y tiene una longitud total de 40 cm (aunque sólo se han estudiado los 20 cm superiores). Ambos testigos se caracterizan por un sedimento de grano fino de naturaleza limo-arcillosa, homogéneo y con pocas exceptuando estructuras. bioturbaciones. La granulometría dominante (14-19 µm) sugiere un ambiente sedimentario de baja energía. Fueron divididos en muestras de 1 cm de espesor que, una secas, presentaron un peso individual vez aproximado de 24 g. De éstas se seleccionaron 9 muestras alternas en el testigo KI-03 y 11 muestras alternas en el testigo KI-06 (comenzando desde la 0-1 cm) para su análisis de metales y foraminíferos bentónicos. Además, en KI-03 se prepararon para su análisis polínico las otras 9 muestras restantes mientras que en KI-06 se tomaron 5 g de sedimento de cada muestra destinada al estudio de los foraminíferos.

Para el estudio geoquímico de metales se separó una pequeña fracción de 0,5 g que fue molida hasta impalpable en un mortero de ágata. Dicha fracción se introdujo en tubos siglados que fueron enviados al Laboratorio Actlabs (Ontario, Canadá). El análisis se realizó mediante ICP-OES (espectrometría de emisión óptica por plasma acoplado inductivamente), tras digestión con agua regia (mezcla de ácido nítrico v clorhídrico) a 95°C durante dos horas. Asimismo. en el Laboratorio Singular de Multiespectroscopía Acoplada (UPV/EHU) se llevó a cabo un análisis elemental mediante SEM-EDX (microscopía electrónica de barrido con detector de energía dispersiva) de distintas partículas presentes en las muestras y de algunas pátinas superficiales en caparazones de foraminíferos.

Posteriormente, y de cara a su estudio micropaleontológico, con la cantidad de muestra restante se realizó un levigado en agua corriente, recogiendo la fracción retenida en el tamiz de 63 µm. Una vez que las muestras fueron secadas en una estufa a 40° C se observó en lupa binocular su gran abundancia en foraminíferos bentónicos. De cada



muestra se obtuvieron un total de 300 caparazones que fueron clasificados taxonómicamente siguiendo siguiendo la normativa de Loeblich y Tappan (1988) y actualizada en WoRMS.

Para el estudio de los microfósiles polínicos se separaron 5 g de sedimento de cada muestra y se procesaron químicamente en el Centro de Ciencias Humanas y Sociales del CSIC (Madrid). Tras su lavado, se atacaron con HCI para eliminar los carbonatos y con NaOH diluido al 20% para actuar sobre los silicatos. Una vez secas, con el licor de Thoulet, se realizó una separación densimétrica apropiada tras ser agitadas en un desintegrador celular ultrasónico y centrifugadas. Se decantó el licor con el polen y otros restos en recipientes diferentes para su filtrado a través de fibra de vidrio y, de nuevo, fueron sometidas a un ataque ácido, en este caso HF para deshacer la fibra. Se añadió una gota de KOH al 10%, se neutralizó el pH y se almacenaron en tubos eppendorf con glicerina al 50%. Posteriormente se montaron en portaobjetos y fueron observadas al microscopio óptico. Se contaron e identificaron taxonómicamente 500 granos polínicos terrestres, más las esporas y microfósiles no polínicos de cada muestra.

Debido a la escasa cantidad de sedimento disponible en cada testigo, se estudiaron los isótopos de vida corta ( $^{210}\text{Pb},~^{137}\text{Cs},~^{238}\text{Pu}$  y  $^{239+240}\text{Pu})$  contenidos en muestras del testigo adyacente KS-04 (43º 25,45' N, 2º 08,98' W). Este sondeo, con una longitud total de 34 cm, fue perforado en la misma campaña oceanográfica y extraído con un pistón tipo Kullenberg a 119 m de profundidad. Sus muestras fueron analizadas con el objetivo de intentar asignar una tasa de sedimentación y una edad a los materiales, en principio potencialmente equivalentes a KI-03 y KI-06 dada su proximidad geográfica. Se intentó establecer una cronología para el testigo sedimentario a partir de los modelos de datación basados en el <sup>210</sup>Pb y en el isótopo artificial <sup>137</sup>Cs como posible validación de los resultados obtenidos. Las muestras se prepararon para medir ambos radioisótopos por espectrometría gamma con detector de GeHP. Debido a las elevadas incertidumbres en los resultados de las concentraciones de <sup>210</sup>Pb, cuatro muestras se midieron por espectrometría alfa a partir del <sup>210</sup>Po a fin de corroborar los resultados. Asimismo, las muestras seleccionadas para el análisis de plutonio fueron enviadas al Laboratorio de Radiactividad Ambiental de la Universidad Politécnica de Valencia, donde se les aplicaron distintos procesos de digestión (abierta con HNO<sub>3</sub>/HCI/H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> y de fusión con flujos de borato y NaOH). Una vez digeridas, se aislaron los isótopos de Pu mediante la técnica de cromatografía de extracción con resinas UTEVA y se analizaron con un detector alfa EG&G Ortec.

#### RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La composición geoquímica de las muestras analizadas muestra una tendencia creciente hacia techo en las concentraciones de Pb y Zn, elementos que suelen estar enriquecidos en los aportes antropogénicos. Los niveles más bajos aparecen en los dos centímetros inferiores del sondeo (15-16 ppm de Pb y 49-53 ppm de Zn). A partir de ahí se observa un incremento en sus contenidos, caracterizado en el caso del Pb por presentar una morfología irregular marcada por la aparición de sucesivos "picos" (hasta 95 ppm de Pb y 175 ppm de Zn). En los 5 cm superiores, los perfiles descritos por ambos metales son muy similares y sus concentraciones se tornan prácticamente constantes (70-76 ppm de Pb y 153-163 ppm de Zn).

Asimismo, en los 9 cm más superficiales de los sondeos se han encontrado partículas de tamaño arena, de aspecto carbonáceo y metálico, y en algunos casos con textura oquerosa, cuyo análisis ha confirmado su riqueza en C (71,52–90,26%) y secundariamente en O (6,78–18,32%) y en otros elementos como Fe, Ti y S. Estas partículas carbonáceas, dada su composición, posiblemente provienen de la combustión de carbón, hidrocarburos o madera y su presencia en los sondeos es coincidente con el intervalo enriquecido en metales.

Se extrajeron más de 6.600 caparazones de foraminíferos bentónicos que incluyeron 81 especies diferentes. En general, el porcentaje de caparazones porcelanáceos (0,3-6,9%) y aglutinantes (0,3-3,6%) es minoritario en comparación a los hialinos (86,5-97,5%). Los taxones dominantes a lo largo de toda la columna sedimentaria han sido Bolivina pseudoplicata Heron-Allen & Earland, Bolivina pygmaea (Brady), Bolivina difformis (Williamson), Bolivina spathulata (Williamson), Bulimina marginata d'Orbigny, Cassidulina laevigata d'Orbigny, Cibicidoides lobatulus (Walker & Jacob), Gavelinopsis praegeri (Heron-Allen & Earland), Globocassidulina subglobosa (Brady), Hyalinea balthica (Schröter in Gmelin), Rosalina anomala Terquem y Rosalina irregularis (Rhumbler). Se ha observado un ligero aumento hacia techo de las especies de foraminíferos con requerimientos ambientales más bajos en oxígeno y más ricos en materia orgánica, como B. pygmaea, B. difformis, B. spathulata, H. balthica, B. marginata y G. praegeri, (Murray, 2006).

Además, en esta muestra más superficial del sondeo. correspondiente al intervalo de sedimentación cercano al año 2004 CE han aparecido caparazones parcialmente cubiertos por una pátina superficial de color rojizo-anaranjado hasta negruzco y de carácter oleoso. Su análisis ha mostrado una composición elemental compatible con los hidrocarburos. Pascual et al. (2008) ya detectaron la presencia en el sedimento superficial del mud patch de caparazones afectados por el derrame de crudo petrolífero del buque Prestige en el año 2002 CE.

Los taxones polínicos más abundantes en los sondeos son los arbóreos y entre ellos destacan *Pinus pinaster* Aiton y *Pinus sylvestris* Linneo. En la base del sondeo, el género *Pinus* es dominante en comparación a las herbáceas y arbustos. Sin embargo, hacia la zona media de los sondeos (entre las muestras 9-10 y 12-13 cm), el género *Pinus* crece significativamente en detrimento de los otros grupos de vegetación, coincidiendo con el máximo en las concentraciones de Zn y Pb. Dicho punto de inflexión es una señal característica de lo que parece una recuperación de los espacios de bosque. Sin



embargo, esta recuperación no sería natural sino resultado de las repoblaciones realizadas a partir de 1940 que tenían un marcado interés económico y social (Uriarte, 2010). Se favoreció la plantación de *Pinus*, que paulatinamente fue sustituyendo a los taxones autóctonos de la región vasco-cantábrica como, por ejemplo, *Quercus*.

Las concentraciones de los radioisótopos <sup>210</sup>Pb y 239+240 Pu analizados presentan un perfil exponencial decreciente hasta una profundidad de 8-9 cm lo que indicaría una baja tasa de sedimentación. No obstante, y dada la similar profundidad a la que se han medido  $^{210}\text{Pb}_{\text{en exceso}}$  y  $^{239+240}\text{Pu},$  parece más probable que hayan tenido lugar procesos de removilización debidos a bioturbación que afectan a su distribución en el testigo. Como consecuencia de estos procesos, no ha sido posible establecer una tasa de sedimentación ni unas edades concretas para cada intervalo del sondeo. Sin embargo, la primera aparición de los isótopos de Pu a la profundidad de 8-9 cm indica que dicho nivel corresponde al año 1952 CE, momento de inicio de su registro global en los sedimentos como consecuencia de los ensayos nucleares atmosféricos (Hancock et al., 2014).

#### CONCLUSIONES

La huella humana registrada en los sondeos estudiados a partir de 1952 CE está relacionada con la denominada 'Gran Aceleración' que supuso un punto de inflexión desde la mitad del siglo XX, y provocó un conjunto de cambios de carácter global a diferentes niveles socio-económicos y ambientales (Steffen et al., 2015). En el registro sedimentario reciente del Basque mud-patch, la incidencia de la huella humana es apreciable mediante una mayor concentración de metales, la presencia de partículas carbonáceas de origen industrial, la posible evolución del medio hacia condiciones menos óxicas, los cambios registrados en los taxones polínicos y el hecho de que en las muestras más superficiales de los sondeos las especies de foraminíferos parecen estar afectadas por el derrame de crudo del buque Prestige.

**Agradecimientos:** Los 3 sondeos estudiados fueron amablemente cedidos por la Dra. Ana Pascual (UPV/EHU). Trabajo financiado por los proyectos Antropicosta (CGL2013-41083-P), Antropicosta-2 (RTI2018-095678-B-C21, MCIU/AEI/FEDER, UE) y Harea-Grupo de Investigación en Geología Litoral (IT976-16). Contribución nº 50 de la Unidad de Investigación Geo-Q Zentroa (Laboratorio J. Gómez de Llarena).

- Cabal, J., González-Nuevo, G., Nogueira, E. (2008). Mesozooplankton species distribution in the NW and N Iberian shelf during spring 2004: relationship with frontal structures. *Journal of Marine Systems*, 72, 282-297.
- De Buen, F. (1933). Campaña del Xauen en aguas de Gipúzcoa (Julio-Agosto 1932). Notas y Resúmenes del Instituto Español de Oceanografía, serie II, 72, 1-40.

- Dubrulle, C., Jouanneau, J.M., Lesueur, P., Bourillet, J.F., Weber, O. (2007). Nature and rates of fine-sedimentation on a mid-shelf: "La Grande Vasière" (Bay of Biscay, France). *Continental Shelf Research*, 27, 2099-2115.
- Fernández Martín-Consuegra, A. (2018). Cambios oceanográficos en el Cuaternario final detectados por medio de microfauna frente al Geoparque de la Costa Vasca (sur del Golfo de Vizcaya). Estudios de Cuaternario CKQ, 8, 35-54.
- Fontán, A., Valencia, V., Borja, A., Goikoetxea, N. (2008). Oceano-meteorological conditions and coupling in the southeastern Bay of Biscay, for the period 2001-2005: a comparison with the last two decades. *Journal of Marine Systems*, 72, 167-177.
- Hancock, G.J., Tims, S.G., Fifield, L.K., Webster, I.T. (2014). The release and persistence of radioactive anthropogenic nuclides. En: A Stratigraphical Basis for the Anthropocene (Waters, C.N., Zalasiewicz, J., Williams, M., Ellis, M.A., Snelling, A., Eds.). Geological Society of London, vol. 395, 265-281.
- Jouanneau, J.M., Weber, O., Champilou, N., Cirac, P., Muxika, I., Borja, A., Pascual, A., Rodríguez-Lázaro, J., Donard, O. (2008). Recent sedimentary study of the shelf of the Basque Country. *Journal of Marine Systems*, 72, 397-406.
- Lesueur, P., Jouanneau, J.M., Boust, D., Tastet, J.P., Weber, O. (2001). Sedimentation rates and fluxes in the continental shelf mud fields in the Bay of Biscay (France). *Continental Shelf Research*, 21, 1383-1401.
- Loeblich, A.R., Tappan, H. (1988). *Foraminiferal Genera* and *Their Classification*, Van Nostrand Reinhold, New York, 970 pp.
- Martínez-García, B., Pascual, A., Rodríguez-Lázaro, J., Bodego, A. (2013). Recent benthic foraminifers of the Basque continental shelf (Bay of Biscay, nothern, Spain): Oceanographic implications. *Continental Shelf Research*, 66, 105-122.
- Mojtahid, M., Durand, M., Coste, P.O., Toucanne, S., Howa, H., Nizou, J., Eynaud, F., Penaud, A. (2019). Millennialscale Holocene hydrological changes in the northeast Atlantic: New insights from 'La Grande Vasière' mid-shelf mud belt. *The Holocene*, 29, 467-480.
- Murray, J.W. (2006). *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera*. Cambridge University Press, 426 pp.
- Pascual, A., Rodríguez-Lázaro, J., Martín-Rubio, M., Jouanneau, J.M., Weber, O. (2008). A survey of the benthic microfauna (foraminifera, Ostracoda) on the Basque shelf, Southern Bay of Biscay. *Journal of Marine Systems*, 72, 35-63.
- Rey, J.J., Medialdea, T. (1989). Los sedimentos cuaternarios superficiales del margen continental español. *Publicaciones Especiales del Instituto Español* de Oceanografía, 3, 1-29.
- Steffen, W., Broadgate, W., Deutsch, L., Gaffney, O., Ludwig, C. (2015). The trajectory of the Anthropocene: The Great Acceleration. *The Anthropocene Review*, 2, 81-98.
- Uriarte, A., Collins, M., Cearreta, A., Bald, J., Evans, G. (2004). Sediment supply, transport and deposition: contemporary and Late Quaternary Evolution. En: *Oceanography and Marine Environment of the Basque Country*, (Borja, A., Collins, M., Eds.). Elsevier, Amsterdam, 97-131.
- Uriarte, R. (2010). Repoblaciones, paisaje forestal y desarrollo industrial en el País Vasco atlántico (1940-1975). *Historia Agraria: Revista de agricultura e historia rural*, 51, 109-142.
- Valencia, V., Borja, A., Fontán, A., Pérez, F.F., Ríos, A.F. (2003). Temperature and salinity fluctuations in the Basque Coast (SE Bay of Biscay) from 1986 to 2000 related to the climatic factors. *ICES Marine Science Symposia*, 219, 340-342.
- WoRMS http://www.marinespecies.org/foraminifera



# COMUNICACIÓN SOCIAL DEL CONOCIMIENTO CIENTÍFICO SOBRE EL CUATERNARIO Y EL ANTROPOCENO: UNA VISIÓN DESDE LA GEOLOGÍA



B. Martínez-García<sup>(1) (2) (3)</sup>, E. Caballero<sup>(4)</sup>

(1) Dpto. Estratigrafía y Paleontología. Fac. Ciencia y Tecnología. Universidad del País Vasco UPV/EHU. Barrio Sarriena s/n, 48940 Leioa, Bizkaia. blancamaria.martinez@ehu.eus; ane.garcia@ehu.eus

(2) Sociedad de Ciencias Aranzadi, Centro Geo-Q, Mendibile kalea, 48940 Leioa, Bizkaia.

(3) Universidad Complutense de Madrid UCM, Fac. Ciencias Geológicas, Dpto. Petrología y Geoquímica. Ciudad Universitaria, 28040 Madrid.

(4) La Mecánica del Caracol - Ciencia, tecnología e historia en Radio Euskadi. EITB, C/ Capuchinos de Basurto 2, 48013 Bilbao, Bizkaia. lamecanicadelcaracol@eitb.eus

Abstract (Social communication of scientific knowledge about the Quaternary and the Anthropocene: a vision from the geology): This paper presents an example of the dissemination of geology in the radio media, with special emphasis on the scientific advances of the Quaternary and Anthropocene studies. The integration of these studies as the culmination of a series of chapters covering the entire geological history of the Earth, allows to clarify misconceptions among the population, such as the difference between climate change and human influence on climate. This informative effort is basic to be able to provide the population with scientific knowledge that allows a greater awareness of our influence in the natural environment, thus allowing a change in the global socioeconomic paradigm based on the scientific method. The flexibility of this format can be a good model for similar geological disclosure initiatives.

**Palabras clave:** Comunicación social, medio radiofónico, Cuaternario y Antropoceno, geología **Key words**: Social communication, radio media, Quaternary and Anthropocene, geology

#### INTRODUCCIÓN

La geología es la ciencia que se ocupa de estudiar todo lo relativo a nuestro planeta, desde su larga y compleja historia de casi 4600 millones de años hasta la interacción de nuestra especie con el medio que nos rodea. Sin embargo, suele ser una gran desconocida para el público en general, resultando en que la sociedad tiene escasos o nulos conocimientos en geología y la encuentran como una ciencia compleja y difícil de entender. A esto se suma, además, que en muchas ocasiones la información sobre procesos o eventos geológicos que les llega a los medios de comunicación es imprecisa, incorrecta o mal transmitida, o aportada por personas sin experiencia en comunicación o, incluso, que no son expertos en geología o ciencias de la Tierra. Este es el caso de conceptos tales como cambio climático, variaciones en el nivel del mar o influencia antrópica en el medio natural, términos muy de moda actualmente en los medios de comunicación pero que, en muchas ocasiones, se definen de manera incorrecta o parcial, generando confusión entre la sociedad.

Para solventar estas eventualidades, es preciso que la información transmitida en los medios sobre estos temas de candente actualidad sea aportada por expertos geólogos que trabajen en el Cuaternario y, a ser posible, con experiencia en divulgación y difusión de la ciencia. Máxime cuando estos conceptos (p.ej. cambio climático) tienen un componente meramente geológico.

En este trabajo se presenta un ejemplo de comunicación social de los últimos avances en el conocimiento sobre el Cuaternario y el Antropoceno, incluidos en una serie de capítulos referentes a la historia geológica de la Tierra, que permite contextualizar geológicamente los principales acontecimientos climáticos que más interés mediático suscitan.

#### EL MEDIO RADIOFÓNICO COMO TRANSMISOR DEL CONOCIMIENTO GEOLÓGICO

Entre septiembre de 2018 y julio de 2019 se están realizando una serie de capítulos de radio sobre la evolución geológica de nuestro planeta, incluidos en una sección titulada "Breve Historia de la Tierra", retransmitidos en el programa "la Mecánica del Caracol", de Radio Euskadi, conducido por Eva Caballero (https://www.eitb.eus/es/radio/radioeuskadi/programas/la-mecanica-del-caracol/).

Son capítulos con entre 20 y 30 minutos de duración, retransmitidos una vez al mes, en la última semana del mismo. Su principal objetivo es dar a conocer, de una manera didáctica y divulgativa, los principales acontecimientos geológicos sucedidos en nuestro planeta desde su formación hasta la actualidad. En concreto, se pretende que los oyentes conozcan la estrecha relación entre geosfera, biosfera, atmósfera e hidrosfera, entendiendo nuestro planeta como un equilibrio puntuado de estas cuatro grandes partes en las que se puede dividir la Tierra, en el que una de ellas influye directamente en la evolución de la otra. Y cómo la geología es la ciencia que puede estudiarlas todas en conjunto.

Así, los casi 4600 millones de años que tiene nuestro planeta se han dividido en 11 capítulos, de acuerdo a grandes eventos geológicos que caracterizan la evolución de la Tierra, reservando los dos últimos para el Cuaternario y el Antropoceno, respectivamente (Tabla 1). De esta manera, se puede contextualizar la interacción del ser humano con el medio ambiente de una forma más amplia e



integradora, siendo más clara la diferenciación de conceptos tales como cambio climático natural e influencia antrópica en el mismo, aportando en todo momento un rigor científico constante y actualizado, evitando opiniones personales o informaciones sesgadas o parciales.

#### ESTRUCTURACIÓN DE LOS CAPÍTULOS

En cada capítulo se sigue siempre el mismo orden de presentación de los acontecimientos geológicos, para permitir un encadenamiento de los mismos, ahondando en ese objetivo de interacción geosferabiosfera-atmósfera-hidrosfera, y, además, crear así un hábito entre los oyentes. Este guion es el siguiente:

- Introducción, a modo de resumen, recordando algunos acontecimientos clave del capítulo previo y anticipando algunos de los que se presentarán en el capítulo actual.

- Procedencia del nombre del periodo geológico del que se va a hablar en el capítulo actual, a modo de curiosidad.

- Tectónica. Principales aspectos estructurales y litosféricos, tales como formación/destrucción de supercontinentes, orogenias o vulcanismo.

- Clima y atmósfera. Caracterización de la composición atmosférica y del clima dominante, mostrando la ciclicidad de periodos glaciales y de "efecto invernadero" a lo largo de la historia de nuestro planeta.

- Oceanografía. Distribución de los mares y océanos, con detalle de la circulación y composición del agua marina, prestando especial detalle a las variaciones del nivel marino global describiendo sus causas.

- Paleontología. Aparición, evolución y extinción de las formas de vida, como reflejo de las variaciones tectónicas, climáticas y oceanográficas acontecidas durante el periodo temporal abarcado en cada capítulo.

- Principales yacimientos y/o afloramientos. Descripción, de manera muy resumida, de las principales localizaciones geográficas que presentan los yacimientos más representativos del periodo abarcado en cada capítulo (p.ej. GSSP o yacimientos excepcionales), con especial énfasis en los afloramientos de la Cuenca Vasco-Cantábrica.

- Se termina cada capítulo con algunas curiosidades referentes al periodo geológico descrito, tales como el uso de estos materiales como rocas ornamentales o elementos de construcción.

#### PRESENTACIÓN DE LOS ÚLTIMOS AVANCES EN EL ESTUDIO DEL CUATERNARIO

El penúltimo capítulo de la serie se dedica de manera íntegra al periodo Cuaternario (últimos 2,6 millones de años de historia de nuestro planeta) (Tabla 1). En la elaboración del guión se ha mantenido la misma estructuración que en los periodos geológicos previos, ahondando en la explicación científica de los temas más mediáticos fruto de la interrelación geosfera- biosfera-atmósferahidrosfera.

Así, y de manera más detallada, en el apartado relativo a la tectónica, se puede introducir el término isostasia y describir los procesos actuales de movimientos litosféricos como causantes de muchos de los desastres naturales (tsunamis, vulcanismo activo, terremotos).

Aludiendo al apartado de clima y atmósfera, se definen los ciclos climáticos glaciación-deglaciación que caracterizan el Cuaternario fruto de los ciclos orbitales (Milankovitch, 1998), así como los ciclos de enfriamiento y calentamiento de escala suborbital (Bond, 1997), controlados por la interacción atmósfera-hidrosfera. De esta manera, se persiste en la idea de mostrar el cambio climático como un proceso natural controlado por causas intra y extraterrestres cuyas variaciones se producen de manera periódica.

En cuanto a la oceanografía, se presta especial atención a las variaciones en el régimen de corrientes y en la circulación oceanográfica global, principalmente respecto a la circulación termohalina, como procesos de causa-efecto de los ciclos glacialinterglacial. Esto, a su vez, permite describir los ascensos y descensos del nivel marino cuaternario de manera integrada en la formación y destrucción de los casquetes y mantos de hielo.

En el caso de la paleontología, es posible incorporar la aparición de la especie *Homo sapiens* dentro de los procesos evolutivos referentes a los macromamíferos, evitando un punto de vista antropocentrista.

La flexibilidad aportada por el formato de los capítulos, permite explicar las metodologías de estudio cuaternaristas de una manera integradora, aludiendo a la obtención y tratamiento de los sondeos de hielo y los sondeos sedimentarios marinos, al estudio de espeleotemas y sedimentos lacustres o a la dendrocronología con un enfoque multidisciplinar.

# EL ANTROPOCENO COMO CIERRE DE LA HISTORIA DE LA TIERRA

El último capítulo de la serie se dedica en exclusiva al Antropoceno (Tabla 1). Sin embargo, este capítulo omite la discusión científica en el ámbito de las ciencias de la Tierra referente a la inclusión de este término como un nuevo elemento geológico en la tabla cronoestratigráfica internacional (periodo, época o edad). En su lugar, se centra en explicar, desde el punto de vista de la geología, los efectos antrópicos en el medio natural y su afectación directa en el devenir del ser humano.

Así, en este capítulo se hace énfasis en la diferenciación entre procesos naturales y afectación antrópica, o humana, en el medio natural. El uso de ejemplos conocidos para reafirmar estas ideas, tales como la señal geoquímica preservada en los sedimentos fruto del uso de bombas atómicas o la preservación de microplásticos en dichos sedimentos, permite concienciar a los oyentes sobre



cómo dicha influencia antrópica repercute directamente sobre la propia población humana. De esta manera, persiste una idea de sostenibilidad y uso responsable de los recursos naturales, con una base científica que sustente estas ideas.

Además, se muestra el Antropoceno como un ejemplo del "Principio del Actualismo" (Lyell, 1830-1833) que ha permitido reconstruir toda la historia geológica precedente mostrada en el resto de los capítulos de esta serie. Y, por otro lado, la observación de la influencia humana en los procesos naturales puede también ayudarnos a predecir la evolución futura más cercana de nuestro planeta, aquella que afecte directamente a nuestra especie, para poder adaptarnos a los cambios ambientales que puedan estar por llegar.

capítulo	periodo/os	edad abarcada (Ma)		
1	Hádico	4600-4000		
2	Arcaico y Proterozoico	4000-541		
3	Cámbrico	541-485		
4	Ordovícico, Silúrico y Devónico	485-359		
5	Carbonífero y Pérmico	359-252		
6	Triásico y Jurásico	252-145		
7	Cretácico	145-66		
8	Paleógeno	66-23		
9	Neógeno	23-2,6		
10	Cuaternario	2,6-actualidad		
11	Antropoceno	informal (1950-actualidad)		

Tabla 1: Capítulos que conforman la serie "Breve Historia de la Tierra".

Por tanto, la realización de un último capítulo sobre el Antropoceno persigue dos objetivos principales. En primer lugar, la explicación integrada y continua de la historia de la Tierra realizada a lo largo de los capítulos precedentes, permite afianzar en los oyentes la idea de que el cambio climático o la variación del nivel marino son procesos naturales inherentes a la evolución de nuestro planeta. Por tanto, es posible enseñar a la población que el uso de titulares mediáticos tales como "lucha contra el cambio climático" son términos incorrectos o, más concretamente, incompletos. Y, en segundo lugar, permite concienciar a la población de que la influencia humana en estos eventos naturales tiene una respuesta rápida e inmediata que afecta, de manera directa, a nuestra propia especie. Nuestro planeta ha soportado grandes crisis biológicas y variaciones climáticas extremas, que únicamente han producido un cambio en el paradigma evolutivo, continuando con su extensa historia geológica. Por tanto, la influencia antrópica en el medio natural no afecta a la evolución geológica de nuestro planeta, en contra de los titulares alarmistas que aluden a que el ser humano está "matando" al planeta, sino que únicamente van a afectar al devenir de nuestra propia especie.

#### CONCLUSIONES

La realización de una serie de capítulos sobre la historia geológica de nuestro planeta retransmitidos de manera periódica en un programa radiofónico ampliamente conocido, permite realizar una importante labor didáctica sobre temas geológicos que están muy de moda actualmente, como cambio climático o variación del nivel marino.

La integración de dos últimos capítulos dedicados al Cuaternario y al Antropoceno, respectivamente, permite la diferenciación entre procesos naturales y la afectación antrópica en los mismos, manteniendo el máximo rigor científico a la hora de explicar estas diferencias conceptuales.

El formato novedoso desarrollado en esta serie de capítulos se ha mostrado como un valioso recurso didáctico y divulgativo de la geología, que puede ser tomado como modelo por otras iniciativas similares.

**Agradecimientos:** El desarrollo de estos capítulos no habría sido posible sin la inestimable ayuda de las Dras. Jone Mendicoa, Irantzu Guede, Ana Pascual y Arantxa Bodego, que han aportado ideas y material bibliográfico, así como de los Drs. Humberto Astibia, Pablo Puelles, Mikel López-Horgue, Juan Ignacio Baceta, Ane García-Artola y Alejandro Cearreta, que han participado en la grabación de diversos capítulos.

- Bond, G. (1997). A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, 278, 1257-1266.
- Lyell, C. (1830-1833). *Principles of Geology*, vols. 1-3. John Murray, Londres, 511-586-602 pp.
- Milankovitch, M. (1998). Canon of Insolation and the Ice-Age Problem. Textbook Publishing Company, Belgrado, 634 pp.



# NUEVAS APORTACIONES AL CONOCIMIENTO DE LOS CAMBIOS CLIMÁTICOS ABRUPTOS DEL CUATERNARIO EN LA PENÍNSULA IBÉRICA



A. Moreno (1)

(1) Instituto Pirenaico de Ecología - CSIC, Avda. Montañana 1005 50059 Zaragoza amoreno@ipe.csic.es

Abstract (New advances in the understanding of Quaternary abrupt climate changes in the Iberian Peninsula): This invited talk intends to be a succinct summary of recent advances in the study of abrupt climate changes during the Quaternary in the Iberian Peninsula. Comparing terrestrial and marine signals during rapid climate changes helps to shed some light into the climate mechanisms responsible of these variations along last glacial cycle. Additionally, understanding the transference of these rapid climate changes around the world requires the characterization of regional variability in areas such as the Iberian Peninsula that are far from the poles. I will focus on speleothem records as rather new archives of past environmental climate conditions, highlighting their precise chronologies and their ability to register both temperature and precipitation signals in northern Iberia.

Palabras clave: Espeleotemas, Cambios Climáticos Abruptos, último ciclo glaciar Key words: Speleothems, Abrupt climate change, last glacial cycle

El estudio del clima del Cuaternario, en especial del último ciclo glaciar, está marcado por el análisis de detalle de los sondeos de hielo de los casquetes polares que empezó a desarrollarse en la década de 1990. Desde entonces, el paradigma imperante que nos hablaba de que el clima variaba de modo gradual y modulado por los parámetros orbitales se derrumbó al observarse rápidas y episódicas oscilaciones de temperatura en los polos que requerían de otras explicaciones y otros mecanismos climáticos (Dansgaard et al., 1993).

Mucho se ha avanzado desde entonces y muchos registros tanto marinos como terrestres han corroborado la existencia de estos cambios climáticos abruptos de escala sub-milenaria, los llamados ciclos de Dansgaard-Oeschger (D/O) (Dansgaard et al., 1993). Además, al aumentar la resolución de estudio de muchos de los registros paleoclimáticos y conseguir modelos de edad más robustos y apoyados en un mayor número de dataciones, se han podido identificar otros cambios climáticos rápidos, por ejemplo en las terminaciones glaciares (ej. (Bartolomé et al., 2015; Pérez-Mejías et al., 2017).

Un ejemplo de esta variabilidad climática rápida que se puede observar en zonas alejadas de la influencia directa de los mantos glaciares polares se halla en la Península Ibérica. El análisis de testigos marinos (Cacho et al., 2001; Martrat et al., 2004; Moreno et al., 2005; Sánchez-Goñi et al., 2002) y lacustres (González-Sampériz et al., 2006; Moreno et al., 2010b) de alta resolución permitió comprobar hace ya más de una década que la rapidez en la transferencia del cambio climático entre los sistemas oceánico y atmosférico que se postuló para el Atlántico Norte se extendía al menos hasta la región mediterránea.

Sin embargo, las evidencias de estos ciclos en registros continentales de la Península Ibérica son todavía muy poco numerosas y existen muchas

dificultades para generar cronologías robustas en sedimentos lacustres de esta época debido a la escasez de restos orgánicos en un ambiente glacial. Los espeleotemas, por su posibilidad de datarse mediante las series de desintegración de U-Th, nos están permitiendo identificar y caracterizar la respuesta terrestre ante los cambios climáticos abruptos del final del periodo glacial y la deglaciación y establecer la posible sincronía respecto a los sondeos de hielo de Groenlandia o los registros marinos.

Los espeleotemas suelen crecer en periodos cálidos y/o húmedos por lo que hay muy pocos registros disponibles del último ciclo glaciar en España. Así, en un trabajo publicado por H. Stoll tras analizar 21 estalagmitas de cuevas de la costa Cantábrica, tan solo en 2 de ellas se encontraron crecimientos que coincidieron con las fases cálidas de algunos ciclos de D/O (hace 41, 36,5 y 28,6 ka) (Stoll et al., 2013). Sin embargo, cuando las condiciones climáticas fueron un poco más benignas, tenemos evidencias de estas ciclicidades en una estalagmita de la cueva de El Pindal (Asturias) cubriendo el final del último ciclo glacial y la deglaciación hasta la entrada al Holoceno, el actual interglacial (Moreno et al., 2010a). En los últimos años, hemos conseguido más registros espeleotémicos en el norte peninsular que nos ayudan a entender mejor estas oscilaciones, caracterizarlas y analizar su sincronía o asincronía con cambios similares en otras latitudes (Fig. 1).

Por otro lado, es evidente desde hace varios años que los cambios abruptos no son exclusividad de los periodos fríos o glaciares sino que también encontramos respuestas rápidas del sistema climático durante las fases cálidas o los interglaciares. Así, se conocen varios eventos de cambio climático rápido durante el Holoceno que han sido identificados a escala planetaria (Wanner et al., 2011). Entre ellos, destaca el evento que ocurrió hace 8200 años y que también ha sido identificado



con claridad en registros espeleotémicos de la Península Ibérica (Domínguez-Villar et al., 2009).

En esta charla, haré un repaso por los últimos estudios que reconstruyen los cambios climáticos abruptos en la Península Ibérica señalando las aportaciones más recientes y reflexionando sobre qué aspectos requieren más investigación.

Este trabajo se basa en varios años de estrecha colaboración con el Dr. Carlos Sancho, tristemente fallecido el pasado mes de febrero, por lo que esta charla quiere servir de homenaje a su persona y a su carrera científica.



Fig. 1: Comparación del registro de la Cueva de Ejulve (Teruel) (Pérez-Mejías, C. et al., en revisión) con otros registros espeleotémicos del sur de Europa: NALPS (Moseley et al., 2014), Soreq (Bar-Matthews et al., 2003) y Villars (Genty et al., 2010) y con los sondeos de hielo NGRIP de Groenlandia para el intervalo de tiempo entre hace 120.000 – 35.000 años.

- Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Gilmour, M., Matthews, A., Hawkesworth, C.J., (2003). Sea–land oxygen isotopic relationships from planktonic foraminifera and speleothems in the Eastern Mediterranean region and their implication for paleorainfall during interglacial intervals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, A Special Issue Dedicated to Robert Clayton 67, 3181–3199. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)01031-1
- Bartolomé, M., Moreno, A., Sancho, C., Stoll, H.M., Cacho, I., Spötl, C., Belmonte, Á., Edwards, R.L., Cheng, H., Hellstrom, J.C., (2015) Hydrological change in Southern Europe responding to increasing North Atlantic overturning during Greenland Stadial 1. *PNAS* 112, 6568–6572. https://doi.org/10.1073/pnas.1503990112
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Canals, M., Sbaffi, L., Shackleton, N.J., Schönfeld, J., Zahn, R., (2001). Variability of the Western Mediterranean sea surface temperatures during the last 25,000 years and its connection with the northern hemisphere climatic changes. *Paleoceanography* 16, 40–52.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdottir, A.E., Jouzel, J., Bond, G., (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364, 218–220.

- Domínguez-Villar, D., Fairchild, I.J., Baker, A., Wang, X., Edwards, L.R., Cheng, H., (2009). Oxygen isotope precipitation anomaly in the North Atlantic region during the 8.2 ka event. *Geology* 37, 1095–1098.
- Genty, D., Combourieu-Nebout, N., Peyron, O., Blamart, D., Wainer, K., Mansuri, F., Ghaleb, B., Isabello, L., Dormoy, I., von Grafenstein, U., Bonelli, S., Landais, A., Brauer, A., (2010). Isotopic characterization of rapid climatic events during OIS3 and OIS4 in Villars Cave stalagmites (SW-France) and correlation with Atlantic and Mediterranean pollen records. *Quaternary Science Reviews* 29, 2799–2820.
- González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Jalut, G., García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Otto, T., Dedoubat, J.J., (2006). Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research* 66, 38–52.
- Martrat, B., Grimalt, J.O., Lopez-Martinez, C., Cacho, I., Sierro, F.J., Flores, J.A., Zahn, R., Canals, M., Curtis, J.H., Hodell, D.A., (2004). Abrupt Temperature Changes in the Western Mediterranean over the Past 250,000 Years. *Science* 306, 1762–1765. h
- Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Grimalt, J.O., Sánchez-Goñi, M.F., Shackleton, N.J., Sierro, F.J., (2005). Links between marine and atmospheric processes oscillating at millennial time-scale. A multy-proxy study of the last 50,000 yr from the Alboran Sea (Western Mediterranean Sea). *Quaternary Science Reviews* 24, 1623–1636.
- Moreno, A., Stoll, H.M., Jiménez-Sánchez, M., Cacho, I., Valero-Garcés, B., Ito, E., Edwards, L.R., (2010a). A speleothem record of rapid climatic shifts during last glacial period from Northern Iberian Peninsula. *Global* and Planetary Change 71, 218–231;
- Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., Jiménez Sánchez, M., Domínguez, M.J., Mata, P., Navas, A., González-Sampériz, P., Stoll, H., Farias, P., Morellón, M., Corella, P., Rico, M., (2010b). The last deglaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, Northern Spain). *Journal of Quaternary Science* 25, 1076–1091.
- Moseley, G.E., Spötl, C., Svensson, A., Cheng, H., Brandstätter, S., Edwards, R.L., (2014). Multispeleothem record reveals tightly coupled climate between central Europe and Greenland during Marine Isotope Stage 3. *Geology* 42, 1043–1046.
- Pérez-Mejías, C., Moreno, A., Sancho, C., Bartolomé, M., Stoll, H., Cacho, I., Cheng, H., Edwards, R.L., (2017). Abrupt climate changes during Termination III in Southern Europe. PNAS 114, 10047–10052.
- Pérez-Mejías, Carlos, Moreno, Ana, Sancho, Carlos, Martín-García, Rebeca, Spötl, Christoph, Cacho, Isabel, Cheng, Hai, Edwards, R. Larry, n.d. Orbital-to-millennial scale climate variability during Marine Isotope Stages 5 to 3 in NE Spain *en revisión.*
- Sánchez-Goñi, M.F., Cacho, I., Turon, J.L., Guiot, J., Sierro, F.J., Peypouquet, J.-P., Grimalt, J.O., Shackleton, N.J., (2002). Synchroneity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region. *Climate Dynamics* 19, 95–105.
- Stoll, H.M., Moreno, A., Mendez-Vicente, A., Gonzalez-Lemos, S., Jimenez-Sanchez, M., Dominguez-Cuesta, M.J., Edwards, R.L., Cheng, H., Wang, X., (2013). Paleoclimate and growth rates of speleothems in the northwestern Iberian Peninsula over the last two glacial cycles. *Quaternary Research* 80, 284–290.
- Wanner, H., Solomina, O., Grosjean, M., Ritz, S.P., Jetel, M., (2011). Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews* 30, 3109–3123.



# PERIODOS ÁRIDOS DURANTE LOS ULTIMOS 4000 AÑOS EN LOS HUMEDALES COSTEROS DE ALMENARA Y BENICASIM (COMUNIDAD VALENCIANA)



J.F. Mediato<sup>(1)</sup>, R. Mediavilla<sup>(1)</sup>, J.I. Santisteban<sup>(2)</sup>, B. del Moral<sup>(3)</sup> y C.J. Dabrio<sup>(2)</sup>

(1) Instituto Geológico y Minero de España. C/ Rios Rosas, 23, 28003 Madrid. España. e-mail: <u>jf.mediato@igme.es</u>; <u>r.mediavilla@igme.es</u>

(2) Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. C/ Jose Antonio Novais s/n. 28040. Madrid. España. e-mail: juancho@geo.ucm.es; dabrio@geo.ucm.es
(3) Laboratorios Generales, Instituto Geológico y Minero de España. C/ La Calera, 1, Tres Cantos. 28760 Madrid. España. e-mail: b.delmoral@igme.es

Arid periods during the last 4000 years in the coastal wetlands of Almenara and Benicasim (Valencian Community): The geochemical study of two coastal freshwater wetlands was carried out from three percussion well. The relationships of Sr/Al, Na/Al, Mg/Al and S/Al indicate three periods in the last 4000 years in which the salinity conditions were increased, never above mesohaline conditions. These increases in salinity occurred ca 3,700 -2,700 at cal BP to 3,700-2,700 at cal BP, 2,500 or 2,300 at cal BP and 1,600-1,100 at cal B. These periods of increase in salinity coincide with the arid periods recorded in the southern part of the Iberian Peninsula. Thus, it seems that these freshwater coastal wetlands that receive the water supply of Plio-Pleistocene and Mesozoic aquifers may present a good record of paleoprecipitations.

Palabras clave: Humedal, geoquímica, sequía, Castellón Key words: Wetland, geochemistry, drought, Castellon

#### INTRODUCCIÓN

Los estudios estratigráficos, sedimentológicos y paleontológicos de los ambientes costeros y, más concretamente, de los humedales costeros o *lagoons*, han servido tradicionalmente como una importante fuente de información sobre las variaciones relativas del nivel del mar del pasado. Sin embargo, la información que aportan sobre el paleoclima es muy escasa debido a que el factor eustático normalmente enmascara el resto de factores alocíclicos.

En este trabajo intentaremos asociar ciertas anomalías geoquímicas observadas en el registro sedimentario de los últimos 4000 años de dos humedales costeros de agua dulce (Marjales de Almenara y Benicasim) con descensos en las precipitaciones de la zona.

#### LOCALIZACIÓN

El área de trabajo se localiza en dos marjales, situados en el límite Norte de la provincia de Valencia y el Sur de la provincia de Castellón (Fig.1). Se ubican en las zonas más orientales de las llanuras costeras, en la parte más distal de los abanicos aluviales pleistocenos (Mediato *et al.*, 2015) limitados al Este por el Mar Mediterráneo y protegidos de la acción del oleaje por un estrecho cordón litoral, hoy en día artificial en casi toda su extensión.

Se trata de lagos someros, de bajo gradiente, sin talud, por lo que apenas hay diferencias entre las facies de la orla litoral y la zona central. Los cinturones ambientales se encuentran mejor desarrollados y serán más fácilmente reconocibles cuanto mayores sean las dimensiones del lago, esto es, durante los momentos con mayor lámina de agua. Pequeñas fluctuaciones del nivel del lago tienen como consecuencia variaciones muy grandes en la extensión del mismo (Mediato *et al.*, 2011; Mediato, 2016).

El funcionamiento hidráulico actual de los marjales está regido por una alimentación de agua dulce a partir de agua subterránea y retornos de riegos, y una descarga a través de la regulación directa con el mar, tanto subterránea como por golas y canales. La calidad del agua de los humedales está condicionada por la intrusión marina en el acuífero, observándose un empeoramiento gradual de Oeste a Este, aunque en las partes más occidentales se le da un uso agrícola.

A lo largo del registro sedimentario, de al menos los últimos 5000 años, las asociaciones de foraminíferos y ostrácodos indican que la salinidad del agua, procedente de los acuíferos plio-pleistocenos y mesozoicos, ha sido siempre baja, reflejando condiciones dulceacuícolas (Usera *et al.*, 2002; Mediato, 2016; Blázquez *et al.*, 2018).

#### METODOLOGÍA

Se llevaron a cabo tres sondeos a percusión (C3, C7 y C10): los dos primeros en los bordes Norte y Sur del Marjal de Almenara (Fig. 1) y el tercero en el centro del Marjal de Benicassim (Fig. 1). A partir de estos sondeos se realizó un análisis estratigráfico y sedimentológico, distinguiéndose varias parasecuencias, que representan fluctuaciones en la profundidad de la lámina de agua de los humedales, relacionadas con variaciones relativas del nivel del mar durante el registro holoceno (Mediato, 2016).

Se ha llevado a cabo un muestreo continuo (muestras de 1 cm) sobre las dos últimas parasecuencias de los sondeos C7 y C10, y en el caso del sondeo C3 se extendió hasta el inicio de la



Fig. 1: Localización de los humedales situados en la zona de estudio. Ubicación de los sondeos C3 y C7 en el Marjal del Almenara y C10 en el Marjal de Benicasim..

sedimentación lacustre (Fig. 2). Dichas muestras fueron analizadas mediante Fluorescencia de rayos X en los laboratorios de ALS Chemex (Canadá) obteniéndose los contenidos de Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K, Cr, Ti, Mn, P, Sr, Ba, B y S.

Los resultados obtenidos se han tratado con un método estadístico multivariante de componentes principales (PCA) para determinar las relaciones que existen entre los distintos elementos químicos y los procesos de sedimentación que dieron lugar a las diferentes facies. Así, se comprobó que el Al se relaciona con la sedimentación autigénica de decantación de arcillas, de forma, que su relación con elementos salinos como Na, Mg, Sr, ó S podrían indicar variaciones significativas de la salinidad dentro del humedal (Fig. 2).

#### **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

Se han distinguido tres incrementos significativos de las variables salinas, Sr/Al, Mg/Al, S/Al y Na/Al (Fig. 2) en las dos parasecuencias (PS5 y PS6). El incremento de la salinidad del humedal parece indicar que hay un descenso de entrada de agua dulce de los acuíferos plio-pleistocenos y mesozoicos, de forma que la interfase agua dulceagua salada marina se desplaza hacia el interior de la parte continental, y los humedales sufren este leve incremento de la salinidad. Dicho declive de la entrada de agua dulce se atribuye a un descenso de las precipitaciones que surten a los acuíferos, y que por tanto, pueden asociarse a periodos relativamente áridos.

La fiabilidad de la evolución vertical deducida para los dos marjales se ve refrendada por la semejanza en las tendencias de las curvas geoquímicas de los tres sondeos. Los cambios en los elementos o relaciones son muy similares, las únicas diferencias que se han observado corresponden al margen de error de las dataciones. Así, esta simultaneidad en los cambios registrados en los dos marjales durante estos 4000 años (periodo donde coinciden las curvas) indica que los eventos de menores precipitaciones son regionales, y por tanto, deberíann coincidir con los datos paleoclimáticos de otras zonas del litoral mediterráneo español.

Así, el primer gran cambio que se ha registrado en ambos humedales se produjo a los ca 3.700-2.700 a cal BP, coincidiendo con las fases áridas de Final de la Edad del Bronce y de la Edad de Hierro que se registran en otros depósitos continentales de la Península Ibérica (Jalut *et al.*, 2000).





Fig. 2: Columnas estratigráficas de los sondeos C3, C7 y C10 con los contenidos de Al y Ca; las relación Si/Al que señala la diferencia entre contenidos de siliclásticos y arcillas; las relaciones Sr/Al, Na/Al, Mg/Al y S/Al; y la relaciones Fe/Al y Mn/Al que parecen indicar condiciones más oxigenadas.



El segundo evento, más breve, ocurrió en torno a los 2.500 o 2.300 a cal BP, dependiendo del sondeo que usemos de referencia, y podría ser equivalente al incremento de la aridez de las primeras fases del Periodo Húmedo Romano, según los registros polínicos de zonas continentales (Jalut *et al.*, 2000) y marinas (Combourieu-Nebout *et al.*, 2009). También, además de un incremento de aridez, se ha reconocido un periodo en el que se intensificaron los vientos en la zona meridional de la Península (Goy *et al.*, 2003).

El tercer evento, se ha registrado entre ca. 1.600-1.100 a cal BP coincidiendo en su mayor parte con las Edades Oscuras (Mann y Jones, 2003), y se observa un nuevo aumento de las condiciones de aridez, registrado en todo el ámbito peninsular, tanto en las zonas continentales (Jalut et al., 2000) como en las zonas marinas (Combourieu-Nebout *et al.*, 2009).

#### CONCLUSIONES

Se han distinguido tres periodos donde las condiciones de salinidad de los marjales de Almenara y Benicasim han aumentado. Los tres periodos registrados son ca 3.700-2.700 a cal BP ca 3.700-2.700 a cal BP, 2.500 o 2.300 a cal BP y 1.600-1.100 a cal B.

La contemporaneidad de los periodos de incremento de salinidad de ambos humedales parece indicar que dependen de un factor a escala regional, coincidiendo con los incrementos de aridez registrados en otras zonas del litoral mediterráneo español. Todo ello parece demostrar que estos humedales de aguas dulces dependientes de los acuíferos plio-pleistocenos y mesozoicos pueden servir como buenos registros geológicos de las precipitaciones que sufrieron en el pasado.

**Agradecimientos:** Al Instituto Geológico y Minero de España (IGME) por las facilidades prestadas para el desarrollo de este trabajo.

#### REFERENCIAS

- Blazquez-Morilla, A., Rodríguez-Pérez, A., Sanjuán-Lamata, D. (2018). Palaeoenvironmental evolution from the early Holocene to the present of the Almenara marsh (western Mediterranean). *Scientia Marina*, Vol. 82, N<sup>o</sup>. 4, 257-268.
- Combourieu Nebout, N., Peyron, O., Dormoy, I., Desprat, S., Beaudouin, C., Kotthoff, U., Marret, F. (2009): Rapid climatic variability in the west Mediterranean during the last 25 000 yearsfrom high resolution pollen data. Climate of the Past, 5, 503-521.
- Goy J.L., Zazo C. y Dabrio C.J. (2003): A beach-ridge progradation complex reflecting periodical sea-level and climate varibility during the Holocene (Gulf of Almería, Western Mediterranean). *Geomorphology*, 50, 251-268.
- Jalut, G., Esteban Amat, A., Bonnet, L., Gauquelin, T. y Fontugne, M (2000): Holocene climatic changes in the Western Mediterranean, from south-east France to southeast Spain. *Paleoegeographic, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 160, 255-290.
- Mann M.E. y Jones P.D. (2003): Global surface temperatures over the past two millennia. *Geophysical Research Letters*, 30, 15, doi: 10.1029/2003GL017814.
- Mediato, J.F. (2016). Oscilaciones del nivel del mar desde el Pleistoceno superior en el sector costero Sagunto-Benicasim (Valencia-Castellón): registro sedimentario,

geoquímico e histórico. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid (España), 550 pp.

- Mediato, J.F., Santisteban J.I., Mediavilla, R., Dabrio, C.J. (2011). Análisis estratigráfico y sedimentológico del registro holoceno del Marjal de Almenara. Variaciones Eustáticas. En. Avances en Geomorfología Litoral (I. Montoya, I Rofríguez-Santalla, M.J. Sánchez-García), pp. 163-167. Actas de las VI Jornadas de Geomorfología Litoral, Tarragona (España).
- Mediato, J.F., Medialdea, A., Mediavilla, R.M., Salazar, A., Santisteban, J.I., Perucha, M.A., Dabrio C.J. (2015).
  Dataciones por luminiscencia de los depósitos aluviales y deltaicos de la llanura costera de Castellón.
  Implicaciones paleogeográficas. En: Una visión global del Cuaternario. El hombre como condicionante de procesos geológicos (J. P. Galve, J. M.Azañón, J. V. Pérez Peña y P. Ruano, Eds.), pp. 33-36. XIV Reunión Nacional de Cuaternario, Granada (España).
- Usera, J., Blázquez, A.M., Guillem, J. Alberola, C. (2002): Biochronological and paleoenvironmental interest of foraminifera lived in restricted environments: application of to the study of the western Mediterranean Holocene. *Quaternary International*, 93-94, 139-147.



# REGISTRO EDÁFICO DE LOS CAMBIOS PALEOAMBIENTALES EN LA DEPRESIÓN DEL GUADALENTÍN DURANTE EL HOLOCENO (MURCIA, SE ESPAÑA)

E. Roquero<sup>(1)</sup>, P.G. Silva, <sup>(2)</sup>, J. Élez<sup>(2)</sup>, M.A. Rodríguez-Pascua<sup>(3)</sup>, A. Medialdea<sup>(4)</sup>, J.L. Giner.<sup>(5)</sup>, R. Pérez López<sup>(3)</sup>, T. Bardají<sup>(6)</sup>

- (1) Dpto. Edafología, Universidad Politécnica de Madrid. elvira.roquero@upm.es
- (2) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Superior de Ávila, Universidad de Salamanca pgsilva@usal.es, j.elez@usal.es
- (3) Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Madrid. ma.rodriguez@igme.es, r.perez@igme.es
- (4) Institute of Geography, Faculty Mathematics and Natural Sciences. University of Cologne. Germany. amediald@uni-koeln.de
- (5) Dpto. Geología y Geoquímica. Universidad Autónoma de Madrid. jorge.giner@uam.es
- (6) Dpto. Geología, Geografía y Medio Ambiente, Universidad de Alcalá de Henares. teresa.bardaji@uah.es

Abstract (Pedological record of paleoenvironmental changes in Guadalentín Depression during the Holocene, Murcia, SE Spain): The Guadalentín Depression is the more outstanding landscape feature generated by strike-slip faulting within the central segment of the Eastern Betic Shear Zone (EBSZ). This depression evolved under lacustrine to palustrine (playa-lake) conditions until at least roman times. This work-study paleosols interbedded in the sedimentary sequence of the Espuña Karting profile and developed on calcium carbonate rich fine parent material. Soil morphology and properties from two dated paleosols represent two different environmental crisis, the oldest paleosol from the Bronce Age, developed under conditions that are more humid and indicates a long rupture in sedimentary depression. Roman period paleosol, developed under Mediterranean semiarid conditions, also indicates an important rupture in the depression evolving from palustrine to the present fluvial environment.

**Palabras clave:** Paleosuelo, edad del bronce, periodo romano, Depresión del Guadalentín, SE Spain **Key words**: Paleosol, Bronce age, Roman period, Guadalentin Depression, SE España.

#### INTRODUCCIÓN

La evolución paleoambiental del relleno sedimentario de la depresión del Guadalentín está representada por la progradación distal de sistemas de abanicos aluviales sobre el centro palustre (endorreico) de la misma entre las localidades de Totana y Librilla (Silva et al., 2008; Fig. 1). Según estos autores el sedimentario estuvo fundamentalmente relleno controlado por la progresiva progradación distal del rio Guadalentín. A partir de la Edad del Bronce y hasta época romana se produce un importante cambio sedimentario produciéndose el encajamiento de los sistemas fluviales axiales, fundamentalmente del Sangonera y la fragmentación de los extensos humedales y salobrales existentes con anterioridad en la zona. La crisis paleoambiental importante puede situarse entre el 2700 y el 2500 BP, que provoca un importante colapso de las poblaciones del Bronce (Calmel-Ávila, 2000). Todas las unidades del relleno holoceno se caracterizan por la presencia de paleosuelos más o menos desarrollados a su techo que marcan rupturas importantes en la sedimentación, pero también cambios paleoambientales significativos.

El objeto del presente trabajo es el análisis del perfil del Karting Espuña (Alhama de Murcia; Fig. 1), en el que se encuentran representadas todas las unidades holocenas diferenciadas en la zona por diversos estudios (Silva et al., 2008; Silva et al., 2016). Como se ilustra en la Fig.2 la secuencia sedimentaria estudiada abarca desde los materiales neolíticos y calcolíticos basales hasta los depósitos de inundación y overbank actuales. Entre ellos, destacan los dos paleosuelos más recientes situados por debajo de los depósitos recientes de inundación (Fig.2), los cuales según estimaciones cronológicas corresponderían a los paleosuelos de la Edad de Bronce y el correspondiente a la época romana, que constituyen el objeto de estudio de este trabajo.



Fig. 1: Localización del Perfil Karting Espuña (Alhama de Murcia) en la zona central de la Depresión del Guadalentín en relación con los depósitos y ambientes de época romana definidos por Silva et al. (2008). Las restantes estrellas negras indican puntos donde se tienen edades <sup>14</sup> C del relleno Holoceno.

#### LOCALIZACIÓN

La zona de estudio se localiza en el sector central de la depresión del Guadalentín, entre las localidades de Totana y Alhama de Murcia (Fig. 1). Esta depresión tectónica está limitada al NE-SW por la Falla de Lorca-Alhama de Murcia (LAF) y al Oeste por las fallas de Palomares (PLF) y Nor-Carrascoy (NCF) al Este. Esta depresión funcionó como un sistema lacustre-palustre al menos hasta época



romana (Silva et al., 2008), a partir de la cual se produjo la fragmentación de la misma. No obstante, la zona ha mantenido un carácter semiendorreico hasta mediados del siglo XX, sujeta a procesos de inundación y existiendo numerosos humedales salares y salinas, tipo playa-lakes, en la misma que actualmente funcionan como criptohumedales (Páez Blázquez, 2003). De hecho, según diferentes estudios el exorreísmo actual de la zona es completamente artificial a partir de diferentes trabajos hidráulicos de canalización de época romana, árabe y de época moderna, que son los más reconocibles en la actualidad (Silva et al., 1996).

#### METODOLOGÍA

Se realizó el estudio y descripción de la secuencia sedimentaria y los paleosuelos intercalados. La descripción morfológica de éstos se realizó según FAO (1990); la determinación del color según Munsell Soil Color Charts (1975). Se realizó el muestreo de los horizontes principales para el análisis granulométrico y físico químico realizados según los estándares (USDA, 2014). En los horizontes más importantes se tomaron bloques orientados para el estudio micromorfológico. En detalle, dado que este afloramiento contiene en secuencia continua vertical la mayor parte de las unidades del relleno holoceno de la depresión del Guadalentín, se realizó un muestreo para su datación por Luminiscencia ópticamente estimulada OSL, y <sup>14</sup> C (Fig.2).

#### RESULTADOS

La secuencia estudiada tiene un espesor aproximado de unos 5 m en la que se observan distintas unidades, (Fig. 2). La Unidad 1 neolítica (Calmel-Ávila, 2002; Silva et al., 2008), está representada por limos arcillosos intercalados con arenas finas indicadores de un ambiente de baja energía característico de zonas aluviales distales y playaslakes. Por encima se dispone la Unidad 2, datada entre 4610±150 y 3885 ± 60 BP (Calmel-Ávila, 2000, 2002), está formada por facies fluviales que a techo por constituidas sedimentos están finos correspondientes a facies distales de los sistemas de abanicos progradantes hacia el centro de la depresión.

La Unidad 3 datada entre 2725±BP y 2520±50 BP (Calmel-Ávila, 2002; Silva et al., 2008) corresponde al final de la Edad del Bronce y representa el final del proceso de agradación durante el holoceno en esta área con el restablecimiento de las condiciones palustres y el desarrollo de ambientes de playa-lake. A techo se desarrolla el paleosuelo indicador de una importante crisis ambiental, como resultado del inicio del exorreísmo y de la incisión del valle. Este paleosuelo tiene un carácter regional, observándose en todo el sector central de la depresión del Guadalentín y marca la importante crisis morfogenética y ambiental a la que se vió sometida la zona después del c. 2500 BP (Calmel-Ávila, 2002) La Unidad 4 corresponde a época romana (1900±33 BP y 1890±40 BP) y prerromana en sus términos más basales no datados (Calmel-Ávila, 2002, Silva et al, 2008). Los materiales están representados por facies de tipo fluvial o aluvial distal en la base y a techo facies de características palustres. Finalmente, la Unidad 5 está representada por las facies de inundación y *overbank* post-romanas, ligadas a los importantes procesos de inundación que ha sufrido la zona durante las épocas medieval y moderna (Silva et al., 1996).

Los resultados preliminares de las dataciones OSL indican que la Unidad 4 a cuyo techo se desarrolla el paleosuelo romano presenta una edad de 2600  $\pm$ 400 BP (K1-OSL; Fig. 2) y la de los depósitos arenosos de desbordamiento y overbank (Unidad 5) de 1700  $\pm$  100 BP (K2-OSL; Fig. 2).



Fig.2. Secuencia edafo-sedimentaria del Perfil Karting Espuña con las unidades definidas y la situación de las muestras de OSL.

#### Morfología del Perfil Karting Espuña

Por debajo de los depósitos de inundación subactuales, y de acuerdo con la descripción morfológica, la secuencia de horizontes es la siguiente: AB-2A-2AB-2Bwk-3Ck1-3Ck2-4Bwk-5C.



En esta secuencia los ciclos 1 y 2 corresponden a la época romana; el ciclo 3 representa los materiales prerromanos; el ciclo 4 corresponde al paleosuelo de la Edad del Bronce, y por debajo la transición a los materiales datados como calcolíticos.

En el perfil del suelo asociado a la época romana (AB-2A-2AB-2Bwk) se diferencia un horizonte superficial pardo (10YR 5/3, en seco) de textura franco arcillosa, con estructura en bloques subangulares pequeños débil, contenido medio en materia orgánica y un alto contenido de carbonato cálcico equivalente derivado de los procesos de lixiviación de las facies fluviales subactuales superpuestas. Los horizontes inferiores mantienen el color pardo a pardo claro, un importante contenido en materia orgánica, y ocasionalmente un desarrollo incipiente de estructura en blogues subangulares, lo que permite clasificarlo como un horizonte cámbico (Soil Survey Staff, 2014). Los contenidos apreciables en carbonato cálcico equivalente están más ligados a la herencia que al enriquecimiento de origen edafogenético.

La transición hasta el paleosuelo del bronce está representada por el ciclo edafogenético que afectó a los depósitos prerromanos (3Ck1-3Ck2), que da lugar a horizontes de color pardo amarillento claro (10YR 6/4 s), de textura franco limosa o limosa, con un decrecimiento regular de la materia orgánica, sin estructura, enriquecidos en carbonato cálcico y una presencia generalizada de yeso vermiforme de origen edáfico.



Fig.3. Detalle de la estructura prismática del horizonte 4Bwk de la secuencia, correspondiente al paleosuelo de la Edad del Bronce.

Finalmente, a mayor profundidad, el paleosuelo ligado a la Edad del Bronce (4Bwk) destaca en la secuencia, especialmente por su color (7.4YR 5/4 en seco), una estructura prismática grande de moderada a fuerte, textura franco limosa y un bajo contenido en materia orgánica. Estas características además de otras como el alto contenido en carbonato cálcico equivalente (ligado a procesos de lavado del horizonte superficial de su perfil original) permiten clasificarlo como un horizonte cámbico (Soil Survey Staff, 2014). Aunque no se ha analizado previamente, este horizonte edáfico anaranjado es una característica regional en el interior de la depresión del Guadalentín que se registra desde el sur de la localidad de Totana hasta el norte de la localidad de Librilla, en el paraje denominado el Romeral, donde las unidades subyacentes al Bronce aparecen deformadas por una falla inversa (Calmel-Ávila, 2000; Calmel-Ávila et al., 2009).

#### DISCUSIÓN

El análisis general de los factores formadores del suelo debe considerar en primer lugar la edad reciente de los materiales que a priori, determina una evolución limitada por insuficiencia en el lapso de tiempo de actuación de los procesos edafogenéticos.

La posición geomorfológica dentro de una depresión que ha funcionado esencialmente como un medio palustre-lacustre, condiciona claramente tanto la granulometría como la composición de los sucesivos materiales originales que a su vez son determinantes en los procesos edafogenéticos que experimentan.

Así, las granulometrías finas con importantes contenidos de la fracción limo, en menor medida arcilla, y con una presencia anecdótica de arena gruesa, determinan una permeabilidad limitada que, junto con un déficit hídrico muy marcado, limitan la actuación de los procesos de lavado, y en consecuencia el desarrollo de horizontes genéticos bien diferenciados. La presencia tanto de yeso como de carbonatos procedentes de la erosión de los relieves miocenos circundantes claramente condiciona el enriquecimiento y la concentración de estos componentes en el perfil del suelo.

Por último, el clima como factor formador del suelo se manifiesta como un factor limitante en cuanto que la tendencia árida marca una escasez de precipitaciones y unas condiciones poco favorables a la alteración y a los procesos edáficos. Igualmente, estas condiciones áridas determinan un desarrollo escaso de la vegetación que, unido a las características de salinidad existentes limitan su presencia a especies adaptadas a esas condiciones (halófilas).

Sin embargo, a pesar de estas condiciones iniciales, aparentemente poco favorables a un buen desarrollo edafogenético, sí existieron en tiempos pretéritos tal y como se ha descrito, evidencias de importantes rupturas en el relleno sedimentario del holoceno reciente de la depresión del Guadalentín y el consiguiente desarrollo edáfico.

El grado de evolución del paleosuelo de la edad del Bronce es significativamente mayor que el de época romana. Este hecho está relacionado con un periodo de mayor humedad entre 5000 y 2500 BP (Calmel-Ávila, 2002) que favoreció los procesos de lavado. Posteriormente una fase de importante aridez contribuiría a la deshidratación del horizonte 4Bwk y el desarrollo del color tan característico de este paleosuelo. A partir del 2500 BP se instala definitivamente el clima semiárido parecido al actual,



de tal forma que el paleosuelo de época romana presenta un desarrollo más limitado marcado fundamentalmente por el lavado incompleto de las sales y los carbonatos y su acumulación en los horizontes subsuperficiales. Este paleosuelo representa un cambio drástico en la evolución de la depresión, finaliza el funcionamiento como un sistema palustre y, comienza la fragmentación de los humedales y su transformación progresiva a pequeños salobrales que funcionan actualmente como criptohumedales halófilos (Páez Blázquez, 2003). Por otro lado, es en este momento cuando comienza el encajamiento de la red de drenaje actual (Silva et al., 2008).

#### CONCLUSIONES

Los resultados que se presentan en este trabajo indican que la importante crisis ambiental registrada por estudios sedimentológicos y geoarqueológicos previos, se encuentra refrendada por los datos edáficos aquí aportados.

Las edades OSL preliminares obtenidas, aunque presentan errores muy superiores a las de las dataciones <sup>14</sup>C existentes para estas unidades en otras zonas, claramente indican que el mencionado cambio ambiental tuvo lugar alrededor del 2500 BP v que los depósitos de desbordamiento que fosilizan el paleosuelo romano tienen una edad de unos 1700 BP. De esta forma parece deducirse que tal importante cambio ambiental tuvo lugar en un periodo temporal de unos 1000 años. La obtención de las edades OSL y <sup>14</sup>C definitivas para el afloramiento analizado, así como otros datos edáficos de unidades inferiores (actualmente en estudio) podrán terminar de detallar el proceso del importante cambio climático y ambiental que afectó al SE peninsular y resultó en el colapso de las poblaciones de la edad del Bronce en la zona.

**Agradecimientos**: Este trabajo es una contribución del proyecto de investigación MINECO-FEDER CGL2015-67169-P (QTECSPAIN-USAL) y del grupo de trabajo QTEC-AEQUA.

- Calmel-Avila, M. (2000). Procesos hídricos holocenos en el Bajo Guadalentín (Murcia, España). *Cuaternario y Geomorfología*, 14, 65–78.
- Calmel-Ávila, M. (2002). The Librilla "rambla" an example of morphogenetic crisis in the Holocene (Murcia, SE Spain). *Quaternary International*, 93-94, 101–108.
- Calmel-.Ávila, M., Silva, P.G., Bardají, T., Goy, J.L.; Zazo, C. (2009). Drainage system inversion in the Guadalentín Depression during the late Pleistocene–Holocene (Murcia, Spain). In:*Advances in studies of desertification* (Romero, C.,et al., eds.). Serv. Pub. Univ. Murcia, 461– 464.
- FAO. (1990). *Guidelines for Soil Profile Description*. Third edition (revised). Soil Resources, Management and Conservation Service, Land and Water Development Division, FAO, Rome. 97 pp.
- Munsell Color Company, (1975). *Munsell Soil Color Charts.* Macbeth Division of Kollmorgen, Baltimore, MD. (USA).
- Páez Blázquez, M. (2003). La influencia de la gestión de las aguas en los criptohumedales de la región de Murcia: Saladares del Guadalentín y Ajauque-Rambla Salada. En: Conflictos entre el desarrollo de las aguas subterráneas y la conservación de los humedales del litoral mediterráneo. Fundación M. Botín, Madrid, 253-280.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Bardají, T. (1996). Evolución reciente del drenaje en la Depresión del Guadalentín (Murcia). *Geogaceta* 20, 1385–1389.
- Silva, PG., Bardají, T., Calmel-Ávila, M., Goy, J.L., Zazo, C. (2008). Transition from alluvial to fluvial systems in the Guadalentín Depression (SE Spain) during the Holocene: Lorca Fan versus Guadalentín River. *Geomorphology* 100, 140-153.
- Silva, P.G., Roquero, E., Rodríguez-Pascua, M.A., Huerta, P., Bardají, T., Giner, J., Perucha, A., Élez, J. (2016). Record of a Roman Earthquake (2nd Century AD) in the Guadalentín Depression (Murcia, SE Spain): Micromorphological analysis of liquefaction. Geotemas, 16 (2), 391-394.
- Soil Survey Staff, 2014. *Keys to Soil Taxonomy*, 12th Edition. USDA-Natural Resources Conservation Service, Washington, DC., USA, 360 pp.
- USDA. (2014). Soil Survey Laboratory methods. Soil Survey Laboratory Investigations Report No. 42. 1001 pp.



# HITOS PALEOCLIMÁTICOS DE LAS ISLAS CANARIAS



A. Lomoschitz<sup>(1)</sup>, J. Meco<sup>(2)</sup>, J.F. Betancort<sup>(2)</sup>

 Instituto de Oceanografía y Cambio Global, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Unidad Asociada ULPGC-CSIC, 35017-Las Palmas de Gran Canaria, España. <u>alejandro.lomoschitz@ulpgc.es</u>
 Dpto. Biología (Paleontología), Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 35017-Las Palmas de Gran Canaria, España. joaquinfrancisco.meco@ulpgc.es, juanbetancort@gmail.com

Abstract (Paleoclimatic Milestones from the Canary Islands): The climate history of the Canary Islands has had warmer epochs than today, of tropical and subtropical type, in coincidence with global interglacial stages, but other epochs were colder coinciding with global glacial stages and others were similar than today. In this study five main paleoclimatic milestones has been stablished in order to get a general view of the best-known past climate time intervals, from Mio-Pliocene to Holocene periods.

Palabras clave: Paleoclima, periodo interglacial, Mio-Plioceno, Cuaternario Key words: Paleoclimate, interglacial stage, Mio-Pliocene, Quaternary

#### INTRODUCCIÓN

Los estudios paleoclimáticos ofrecen un nuevo enfoque sobre el cambio climático. Estos trabajos de investigación centran sus esfuerzos en conocer las condiciones que tuvieron diversas regiones en el pasado geológico, es decir, hace miles o millones de años. Además, tienen como objetivo reconstruir la historia climática de la Tierra, en la que se han producido numerosos cambios globales, que fueron significativos y han quedado registrados.

En Canarias hay registros geológicos en depósitos sedimentarios, marinos y terrestres. Además, en el Atlántico contamos con registros continuos de variables climáticas, provenientes de testigos de perforaciones profundas en sedimentos marinos, rocas y de "núcleos" de hielo.

#### LOCALIZACIÓN

Las Islas Canarias comprenden siete islas volcánicas principales y varios islotes e islas menores situadas en el Océano Atlántico oriental, entre las latitudes 27°N y 30°N, y que se extienden latitudinalmente unos 450 km y cuyo extremo oriental está a unos 100 km de la costa NO de África (Fig.1).



Fig. 1: Situación geográfica de las Islas Canarias. En las Canarias Orientales se han hallado los principales testimonios paleoclimáticos.

Las Canarias han tenido un lugar importante para el estudio de los cambios climáticos del pasado (Meco

et al. 2003) por su situación en el Atlántico Norte. Este océano ejerce un control dominante en las variaciones del clima de la Tierra a través de su papel en la circulación oceánica global. Además, el prolongado volcanismo de las Islas Canarias, desde el Mioceno hasta fechas históricas (Carracedo et al. 2002), ha producido coladas lávicas que han dejado intercalados depósitos sedimentarios marinos y eólicos con un alto significado climático, lo que ha permitido un extenso control de las edades de dichos depósitos, que muy pocos lugares tienen (Meco et al., 2011).

#### METODOLOGÍA

La historia geológica del clima en Canarias se ha deducido a partir de testimonios geológicos con significado climático ordenados en el tiempo (Fig.2). Por un lado, se han encontrado depósitos sedimentarios con organismos fósiles (marinos o terrestres) que permiten reconstruir las condiciones biogeográficas y climáticas de las islas en tiempos pasados. A esto se suma la posición afortunada de estas capas sedimentarias al encontrarse entre coladas volcánicas, que permiten obtener las edades a partir de dataciones radiométricas (K/Ar, Ar/Ar, C14, series de Uranio, etc.).

Y por otro lado, en el Atlántico contamos con registros continuos de variables climáticas, provenientes de testigos de perforaciones profundas. Son de dos tipos: 1) testigos de hielo de la Antártida central y de Groenlandia y 2) testigos de sedimentos marinos del fondo oceánico.

Los testigos (o núcleos) de hielo registran principalmente las temperaturas y composición del aire atmosférico y permiten deducir las variaciones en el volumen de los hielos. A partir de estos registros los últimos 740.000 años se han dividido en periodos glaciales (MIS pares, MIS: Marine Isotope Stages) y periodos interglaciales (MIS impares) que se fueron alternando (Petit et al., 1999). Estudios recientes (Jouzel et al., 2007) han identificado hasta once periodos interglaciales en los últimos 800.000 años, con sus correspondientes periodos glaciales.



Fig. 2: Testimonios geológicos de la historia del clima en Canarias (Meco et al., 2011) desde el Pleistoceno Medio al Holoceno, representados sobre la curva paleoclimática del volumen relativo de hielos (Petit et al., 1999). Depósitos marinos (cuadrados azules), paleosuleos (círculos negros) y dunas (rectángulos amarillos).

Los testigos de sedimentos marinos de perforaciones profundas (principalmente proyectos ODP: *Ocean Drilling Program*) han permitido reconstruir las variaciones de temperatura del agua marina superficial (SST: *Surface Sea Temperature*) durante los últimos 4.5 millones de años (Marlow et al., 2000), una edad que se remonta al Plioceno Inferior.

#### HITOS PALEOCLIMÁTICOS EN CANARIAS

Las rocas basálticas más antiguas de Canarias se encuentran en Fuerteventura, con 23 millones de años, que coinciden con el inicio del Mioceno. Desde esa época, y hasta el presente, sólo disponemos de unas cuantas "ventanas temporales" que nos permiten ver como fue el clima de las islas. De más antiguo a más reciente, existen depósitos sedimentarios con fósiles marinos de cinco periodos o épocas geológicas, que consideramos hitos paleoclimáticos (Tabla 1). Deshayes 1832, Nerita emiliana Mayer 1872 y Persististrombus coronatus (Defrance 1827)) y una terna de confirmación (*Rothpletzia rudista* Simonelli in Rothpletz y Simonelli, 1890; *Anadara glandiformis* (Lamarck 1822); *Siderastrea miocenica* Osasco, 1897). Los fósiles IP (Indicadores Paleoclimáticos) indican un clima muy cálido y húmedo, tipo tropical (Meco et al., 2015).

El **hito 2** permite definir el Gelasiense en Canarias, primer piso cronoestratigráfico del Cuaternario. Los fósiles marinos (70 especies) indican un clima cálido y seco, similar al tipo subtropical-seco actual de Canarias (Meco et al., 2008).

El **hito 3** se caracteriza por la presencia de fauna marina cálida en Canarias hace unos 400.000 años, en el estadio isotópico MIS 11.3. Las especies son: *Saccostrea cuccullata* (Born, 1778) y *Purpurellus* 

Hitos	Periodos o épocas geológicas		Edades (*)	Islas (**)	Clima tipo	Observaciones	Referencias
1	Mio-Plioceno		4,2 a 5,8 Ma	GC, FV	Tropical	Tránsito Mio- Plioceno	Meco et al. (2015)
2	_	Gelasiense	1,8 a 2,6 Ma	GC	Subtropical seco	Piso 1º del Cuaternario	Meco et al. (2008)
3	Cuaternario	Pleistoceno medio	~400 ka	GC, LZ	Tropical muy cálido	Interglacial MIS 11.3	Montesinos et al. (2014)
4		Pleistoceno Superior	120-130 ka	GC, FV	Tropical muy cálido	Ultimo interglacial MIS 5.5	Montesinos et al. (2014)
5		Holoceno	0 a 11,7 ka	FV	Subtropical	Interglacial actual MIS 1	Meco et al. (2018)

Tabla 1. Los cinco hitos paleoclimáticos principales registrados en Canarias.

(\*) Intervalo de edades de los depósitos Ma: Millones de años; ka: miles de años.

(\*\*) Principales islas donde se encuentran los depósitos. GC: Gran Canaria, FV: Fuerteventura, LZ: Lanzarote.

El **hito 1** se encuentra en el transito Mioceno-Plioceno, establecido en los 5,33 Ma. Existe una terna principal de fósiles marinos (*Gryphaea virleti*  gambiensis (Reeve, 1845). Fue un periodo interglacial cálido, con temperaturas similares a las del actual Golfo de Guinea, y con temperatura



superficial del agua de mar (SST: *Surface Sea Temperature*) 4,2°C por encima de las actuales de Canarias (Montesinos et al., 2014).

El **hito 4** incorpora fauna marina senegalesa a Canarias y corresponde al denominado último interglacial, hace 120.000-130.000 años (MIS 5.5). Las especies indicadoras son: *Harpa doris* Röding, 1798, *Persististrombus latus* (Gmelin, 1891) y *Siderastrea radians* (Pallas, 1766). Ese estadio fue muy cálido, con SST 3,3°C por encima de la actual (Montesinos et al., 2014).

Finalmente, el **hito 5** corresponde al interglacial actual (MIS 1) u Holoceno. Básicamente, el Holoceno se inicia a continuación del último periodo glacial, que termina hace 11.700 años. Sus regiones climáticas y fósiles IP son similares a los actuales.

#### DISCUSIÓN

Se pueden plantear dos cuestiones: la primera, ¿cómo encajan los hitos paleoclimáticos de Canarias en el análisis global del clima? Y, la segunda, ¿Qué respuesta han tenido los cambios climáticos en el Holoceno Tardío?

Compilaciones recientes de datos paleoclimáticos (Past Interglacials Working Group of PAGES, 2016) indican que los estadios isotópicos marinos (MIS) 5.5 (último interglacial, hace unos 125.000 años) y 11.3 (hace unos 400.000 años) fueron muy cálidos a nivel global. No obstante, las curvas climáticas del Holoceno vistas en detalle muestran fluctuaciones. De su observación pueden obtenerse tres ideas de interés: 1) A escala global, se dio un "optimo climático" entre hace 7.000 y 5.000 años. Si bien hoy el término "óptimo climático" es discutido ya que son conocidas las fuerzas astronómicas que lo provocaron. 2) El clima del Holoceno Medio, en torno hace 6.000 años, fue en general más cálido que el actual, durante los veranos en el hemisferio norte y, en algunos lugares, también en invierno (NOAA, 2018). 3) los registros indican una coincidencia de periodos históricos conocidos (Minoico, Romano y Medieval) con épocas relativamente más cálidas; y confirman la existencia de otros periodos más fríos (los denominados: "Dark Age" u época oscura previa al Medioevo y la Pequeña Edad de Hielo, "Little Ice Age") (Humlum et al., 2011).

Respecto a la variación del nivel del mar, Cendrero et al. (2005) consideran que en la Península Ibérica el NMM (nivel medio del mar) se situó casi 1 m por encima del actual hace entre 5500 y 2000 años. Sin embargo, en Canarias han quedado registradas subidas del nivel del mar de 2 m hace ca. 1,4 ka B.P. y de 2,5 m hace ca. 4,2 ka B.P. con respecto al NMM (Meco et al., 2018). Además, hay testimonios de que hace unos 3000 años el NMM alcanzó una altura próxima a la actual.

Ahora bien, cuando el nivel del mar alcanzó estas alturas las SSTs fueron, respectivamente, 0,5 y 1,5°C más frías que las actuales y la fauna fósil del Holoceno en Canarias confirma estas condiciones frías (Meco et al., 2018). No obstante, las temperaturas del Atlántico registradas en Canarias en la actualidad (Meco et al., 2018) ya alcanzan el rango que tuvieron en el óptimo climático Holoceno, hace unos 6.000 años. Todo ello parece indicar un desfase de 1.500-2.000 años entre los episodios de subida de temperaturas y los de ascenso del nivel del mar. En este sentido, debe tenerse en cuenta que la variación del nivel del mar es un indicador del cambio climático, pero principalmente es una manifestación de él. Por ello, la existencia de desfases temporales resulta coherente.

#### CONCLUSIONES

En las Islas Canarias se han identificado cinco hitos paleoclimáticos principales: 1º) En el tránsito Mioceno-Plioceno, hace 4,2 a 5,8 Ma (Ma: millones de años) el clima era tropical; 2º) en el Gelasiense, primer piso del Cuaternario, hace 1,8 a 2,6 Ma el clima era subtropical seco; 3º) en el Pleistoceno medio, el periodo interglacial registrado de hace 400 ka (estadio MIS 11.3) tenía un clima tropical muy cálido, similar al del Golfo de Guinea actual; 4º) en el Pleistoceno superior (hace 120-130 ka) coincidiendo con el último interglacial (estadio MIS 5.5) el clima fue tropical muy cálido; y 5º) ya dentro del Holoceno, que comprende el interglacial actual (estadio MIS 1), han quedado registradas dos subidas del nivel del mar, a 2 y 2,5 m por encima del NMM actual y la fauna fósil pasa a ser de aguas frías, similar a la actual.

Finalmente, la temperatura superficial del agua de mar registrada en la actualidad ha alcanzado el rango de temperaturas que tuvo en el óptimo climático Holoceno, de hace 6.000 años, que fue el intervalo más cálido de los últimos 11.700 años. Esto puede indicar que nos encontremos en otro "óptimo cálido", pero desconocemos lo que podría durar.

**Agradecimientos:** Los trabajos precedentes a esta publicación se han beneficiado del proyecto: "Cuantificación del impacto del cambio climático a partir de los indicadores paleoclimáticos canarios" (CN-62/03-02139), mediante Convenio de Colaboración entre el Ministerio de Medio Ambiente y la Universidad de las Palmas de Gran Canaria.

- Carracedo, J.C., Pérez Torrado, F.J., Ancochea E., Meco, J., Hernán, F., Cubas, C.R., Casillas R., Rodríguez Badiola, E., Ahijado, A. (2002). Cenozoic volcanism II: The Canary Islands. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno Ed.). The Geological Society. London. 439-472.
- Cendrero Uceda, A., Sánchez-Arcilla Conejo, A., Zazo Cardeña, C. (2005). Cap.11. Impactos sobre las zonas costeras, En: Principales conclusiones de la evaluación preliminar de los Impactos en España por efecto del cambio climático (J.M. Moreno, Ed.), CSIC, Madrid (España), 469-524.
- Humlum, O., Solheim, J. E., & Stordahl, K. (2011). Identifying natural contributions to late Holocene climate change. *Global and Planetary Change*, 79(1-2), 145-156.
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J. M., Chappellaz, J., Fischer, H., Gallet, J.C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luethi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G., Raynaud, D., Schilt, A., Schwander, J., Selmo, E., Souchez, R., Spahni, R., Stauffer, B., Steffensen, J. P., Stenni, B., Stocker, T. F., Tison, J. L., Werner, M., Wolff, E. W. (2007). Orbital and millennial Antarctic climate variability



over the past 800,000 years. *Science*, vol. 317, no. 5839, 793-796.

- Marlow, J. R., Lange, C. B., Wefer, G., Rosell-Melé, A. (2000). Upwelling intensification as part of the Pliocene-Pleistocene climate transition. *Science*, vol. 290, no. 5500, 2288-2291.
- Meco, J., Petit-Maire, N., Guillou, H., Carracedo, J. C., Lomoschitz, A., Ramos, A. G., Ballester Santos, J. (2003). Climatic changes over the last 5,000,000 years as recorded in the Canary Islands. *Episodes*, 26, 133-134.
- Meco, J., Ballester, J., Betancort, J.F., Cilleros, A., Scaillet, S., Guillou, H., Carracedo, J.C., Lomoschitz, A., Petit-Maire, N., Ramos, A.J.G., Perera, N., Meco, J.M. (2008). *Historia geológica del clima en Canarias.*, Las Palmas de Gran Canaria, 296 pp.
- Meco, J., Muhs, D. R., Fontugne, M., Ramos, A. J., Lomoschitz, A., Patterson, D. (2011). Late Pliocene and Quaternary Eurasian locust infestations in the Canary Archipelago. *Lethaia*, *44*(4), 440-454.
- Meco, J., Koppers, A. A., Miggins, D. P., Lomoschitz, A., Betancort, J. F. (2015). The Canary record of the evolution of the North Atlantic Pliocene: New 40Ar/39Ar ages and some notable palaeontological evidence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 435, 53-69.
- Meco, J., Lomoschitz, A., Rodríguez, Á., Ramos, A. J., Betancort, J. F., Coca, J. (2018). Mid and Late Holocene sea level variations in the Canary Islands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 507, 214-225.
- Montesinos, M., Ramos, A. J., Lomoschitz, A., Coca, J., Redondo, A., Betancort, J. F., Meco, J. (2014). Extralimital Senegalese species during Marine Isotope Stages 5.5 and 11 in the Canary Islands (29 N): sea surface temperature estimates. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, vol. 410, 153-163.
- NOAA (2018). Mid-Holocene Warm Period About 6,000 Years Ago. En: NOAA website, Perspectives Global Warming Home / Mid-Holocene Warm Period. https://www.ncdc.noaa.gov/global-warming/midholocene-warm-period
- Past Interglacials Working Group of PAGES (2016). Interglacials of the last 800,000 years. *Reviews of Geophysics*, 54(1), 162-219.
- Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J. M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E., Delmotte, M. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399, 429-436.



# BEACHROCK, PALEOSUELO Y AEOLIANITA HOLOCENAS EN EL ARCO CENTRAL DE LA PLAYA DE LAS CANTERAS (NE DE GRAN CANARIA, ESPAÑA)



A.C. Herrera-Holguín<sup>(1)</sup>, I. Menéndez<sup>(1)</sup>, J. Mangas<sup>(1)</sup>

(1) IOCAG, Instituto de Oceanografía y Cambio Global, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Edificio de CC. Básicas, Campus de Tafira, 35017 Las Palmas de Gran Canaria. <u>adriana.herrera101@alu.ulpgc.es; inmaculada.menendez@ulpgc.es; jose.mangas@ulpgc.es;</u>

Abstract (Holocene beachrock, paleosol and aeolianite at the Central Arc of Las Canteras Beach (NE of Gran Canaria Island, Spain): Las Canteras beach Central Arc outcrops correspond to vestiges of Holocene palaeoenvironments that represent global changes. Under stratigraphic, sedimentological, mineralogical, petrographic, geochemical and dating studies it has been possible characterise a variety of facies. The basal level is a beachrock (calcarenitic layers with isopaque LMC cement around sand grains of phreatic marine origin) formed through a rising sea level during the Present Interglacial stage (lower Holocene >6.6 ka). Afterwards, during middle Holocene (about 6.6 ka, <sup>14</sup>C dating), coastal progradation phase and/or lower sea level could lead land emersion and formation of soil, with well-developed horizons, and the presence of terrestrial gastropods (Helix sp.). Overhead, but only observed in southwestern part of the central arc, coastal aeolianite deposit were identified (calcarenite with phreatic LMC and vadose aragonite cements) formed in the upper Holocene (<6.6 ka). This aeolian deposit represents the highest coast progradation or the end of low-stand sea level.

Palabras clave: beachrock, paleosuelo, aeolianita, Holoceno Key words: beachrock, paleosol, aeolianite, Holocene

#### INTRODUCCIÓN

El estudio geológico de los paleoambientes costeros es una herramienta útil para conocer los cambios globales que han afectado a zonas locales. La evolución de estos ambientes litorales cambia a escala espacial y temporal, de tal forma que estas zonas están afectadas desde las mareas diarias a procesos naturales de miles de años como cambios tectónicos. climáticos. biológicos, eustáticos. oceanográficos, antrópicos, entre otros. En el archipiélago canario, existen afloramientos de rocas sedimentarias asociadas a antiguas líneas de costa que han sido estudiadas desde la década de los 60 del siglo pasado hasta nuestros días (Meco et al., 2002; Zazo et al., 2002).

En la costa noreste de la isla de Gran Canaria, se encuentra la Bahía del Confital y en ella aparece la playa de Las Canteras (Fig. 1), que es una de las atracciones turísticas de la isla, con un alto valor social, económico y ambiental. Es una playa arenosa de unos 3 km de largo, donde se distinguen tres sectores desde el punto de vista geomorfológico y sedimentológico (Alonso, 1993), y que son: el arco del suroeste (denominado la Cicer), el central que contiene playa Chica, y el del norte (llamado la Puntilla). Además, en la playa se encuentran de forma discontinua, espacial y temporalmente, restos de rocas sedimentarias (calcarenitas ٧ conglomerados) como, por ejemplo, la Barra de Las Canteras, los afloramientos intermareales de los Lisos-Playa Chica, y algunos volcánicos como la Puntilla (Balcells et al., 1990; Pérez-Torrado y Mangas, 1992). El arco central de la playa tiene unos 750 m de largo y en él aparecen varios afloramientos de rocas sedimentarias que han sido el objeto de estudio en este trabajo, y donde se han analizado con detalle su mineralogía, petrografía, geoquímica, estratigrafía y geocronología. Los resultados se han comparado con descripciones anteriores, de tal forma que se ha actualizado la génesis y evolución geológica de estos paleoambientes costeros.



Figura 1. Localización del Arco Central de la playa de Las Canteras en el NE de Gran Canaria (Bahía del Confital) y situación de las zonas objeto de estudio en Playa Chica, Transición y Arco central-sudoeste).

#### MUESTRAS Y MÉTODOS DE ESTUDIO

En las campañas de campo se identificaron tres tipos de depósitos de rocas sedimentarias que aparecen en la franja intermareal del Arco Central de la playa de Las Canteras y que corresponden a distintas capas de beachrock, paleosuelo y aeolianita, y se levantaron columnas estratigráficas (Fig. 2). Así, se tomaron 22 muestras con la siguiente distribución: (I) en Playa Chica y de muro a techo, 4 muestras de calcarenita del beachrock y 7 de paleosuelo; (II) en la zona de Transición 1 muestra de beachrock, 2 de paleosuelo y 1 de arena actual; y (III) en la zona Arco central-sudoeste 1 de beachrock, 4 de paleosuelo, 1 de aeolianita y 1 de arena actual (Fig. 2). De estas muestras se hicieron 19 láminas delgadas sin cubre en los Servicios Generales de la Universidad de Salamanca, más 5 láminas de arena de una



campaña geológica anterior. El estudio petrográfico se hizo en el Laboratorio de Geología de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria con un microscopio geológico con cámara de fotos acoplada y un contador de puntos, considerándose 200 puntos por lámina y doce canales correspondientes a: (I) granos de bioclastos (mallas de algas rojas coralináceas, moluscos, foraminíferos y otros bioclastos); (II) granos de litoclastos (fragmentos de roca máfica, fragmentos de roca félsica, intraclastos, olivinos, piroxenos, opacos, feldespatos, anfíboles y otros litoclastos); (III) cementos carbonatados (esparita y micrita); (IV) características de paleosuelos (matriz y cutanes); y (V) porosidad. En los Servicios Generales de la Universidad de Barcelona y con fracciones de muestras de mano representativas de los tipos de rocas presentes en cada sector, se hicieron sesiones de microscopio electrónico (SEM-EDS), con el objeto de caracterizar morfológicamente los cementos que unen los distintos granos y conocer la composición semicuantitativa de ambos. También se llevaron a cabo sesiones de microsonda electrónica (EMPA), determinando la composición guímica cuantitativa de los cementos presentes en los distintos tipos de rocas. Por otro lado, de las muestras de paleosuelo (PAC 11 y PAC17) se realizaron estudios de Difracción de Rayos X (XRD) en los Servicios Centrales de la Universidad de La Laguna, para determinar su mineralogía y abundancia. Por último, para calcular la edad por <sup>14</sup>C de los gasterópodos terrestres (Helix sp.), se recogieron ejemplares en el paleosuelo (PAC 19) del Arco central-suroeste y se dataron en el laboratorio privado Beta Analytic (Florida, USA).



Figura 2. Muestras recogidas (rocas PAC y arena A) en las tres zonas del Arco Central de la playa de Las Canteras para su caracterización geológica y su correlación estratigráfica.

#### **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

Cuatro facies sedimentarias son identificadas en el Arco Central de Las Canteras. Así, aparecen en los tres sectores de este arco capas de beachrock calcarenítico que se sitúan a muro en zonas intermareales y submareales (Figs. 2 y 3A), con potencias entre 5 y 20 cm, y buzando hacia el mar (NO) entre 5 (en el Arco central-suroeste) y 20 grados (en Playa Chica). Le siguen niveles de paleosuelo en los tres sectores en zonas intermareales, con dos subfacies (Figs. 2 y 3B), una que son bandas tabulares de calcarenitas y microconglomerados subhorizontales que representa horizontes de alteración (HC) y la otra son capas finas discontinuas de areniscas limosas que representa horizontes de acumulación (HB), con abundantes gasterópodos terrestres (*Helix* sp.) y rizolitos. A techo aparece solo en el sector del arco central-suroeste en zona intermareal alta, un afloramiento de aeolianitas que son capas de calcarenitas con estratificaciones buzando hacia tierra unos 20 grados (SE) y asociadas a paleodunas de trasplaya (Figs. 2 y 3C). Todas estas rocas sedimentarias están cubiertas parcialmente por arenas de playa, de tonos cremas, grano medio a grueso y con selección moderada a buena (Fig. 3).



Figura 3. Facies sedimentarias identificadas en el Arco Central de Las Canteras. A) capas de beachrock buzando hacia el mar en el sector de Playa Chica. B) niveles de paleosuelo en el sector de Transición. C) afloramiento de aeolianitas con estratificaciones cruzadas buzando hacia tierra en el sector Arco central-suroeste y arenas actuales.

Se han estudiado petrográficamente las láminas delgadas sin cubre para conocer la naturaleza de los granos de arena y cementos, y su abundancia en las muestras de los tres sectores del Arco Central (Figs. 4 y 5). A pesar de diferencias existentes en los valores de porcentaje de abundancia de los distintos tipos de granos de arena que aparecen en las facies, en general, los resultados muestran que entre los bioclastos predominan las mallas de algas coralináceas (fragmentos de rodolitos), en menor proporción los moluscos y, de forma muy escasa, aparecen granos de litoclastos están constituidos principalmente por intraclastos y rocas volcánicas 244 félsicas y, en menor proporción, se encuentran los



fragmentos de rocas volcánicas máficas, minerales félsicos y ferromagnesianos). Los cementos que predominan son bandas isopacas de esparita (Figs. 4 A y C, y 6 A) y, en menor proporción, de microesparita y micrita en las tres facies (Figs. 4 y, 6 A y C), mientras que en los paleosuelos predominan los cutanes y el lodo micrítico (Figs. 4 B y 6B), y en la aeolianita el aragonito (Figs. 4 C y 6 C). Los valores de porosidad son mínimas en los paleosuelos y mayores en beachrock y aeolianitas.



Figura 4. Microfotografías al microscopio petrográfico de A) beachrock (NP 40X), B) paleosuelo (NC 40X), y C) aeolianita (NP 40X). Ma: mallas de algas, Mo: moluscos, Fr: fragmento de roca, Cpx: clinopiroxeno; Feld: feldespato; Po: porosidad.



Figura 5. Porcentajes de bioclastos, litoclastos y cutanesmicrita en las 4 facies sedimentarias estudiadas

Los estudios de SEM y EMPA confirman que el beachrock (Fig. 6A) es una calcarenita con porosidad intergranular y los granos de arenas están cubiertos primeramente por una capa de calcita magnesiana LMC, micrítica y microesparítica (<10µm), y le siguen bandas de cemento isopaco de cristales

escalenoédricos trigonales (en dientes de perro) de calcita magnesiana LMC (>10µm). Además, se observan agrupaciones irregulares y esporádicas de microcristales de zeolitas con formas romboédricas (posiblemente heulandita chabazita), 0 acompañados por sales (cloruros y sulfatos) y micrita. Los estudios de EMPA en la esparita y microesparita nos indica composiciones de calcita baja en Mg (<5% CO<sub>3</sub>Mg), con moderadas cantidades de Sr (<2000 ppm) y bajas en Na, Fe y Mn. Los paleosuelos son una arenisca con matriz limosa, donde la mayoría de los granos están cubiertos por cutanes con acumulación de microcristales de silicatos, óxidos, sales y carbonatos (<5µm). Se observa también la formación de un cemento carbonatado isopaco tardío LMC (<5% CO<sub>3</sub>Mg, <730 ppm Sr), con bandas que alcanzan a veces 100µm de potencia y, ocasionalmente, se ven bandas de óxidos e hidróxidos de Fe (hematites y goethita) con potencias de >30µm. Finalmente, la aeolianita (Fig. 6 C) es una calcarenita que muestra primero una cementación de bandas isopacas de esparita LMC (<5% CO<sub>3</sub>Mg, <1600 ppm de Sr), con morfologías en dientes de perro, y segundo se observan cementos de aragonito, con cristales prismáticos aciculares rómbicos sobre algunos granos y con longitudes de hasta 100µm. Este aragonito no contiene Mg y es muy rico en Sr (<1,7%). En algunos casos aparecen en las aeolianitas agrupaciones de microcristales de zeolitas, sales y calcita. Atendiendo a los resultados de mineralogía, petrología y geoquímica, la cementación carbonatada en las capas de beachrock (isopaco LMC) se asocia a aguas marinas en zonas intermareales y en condiciones freáticas. El paleosuelo (Fig. 6 B) tiene primeramente una formación de cutanes alrededor de los granos debido a aquas meteóricas cargadas en arcillas y limos, en condiciones freáticas y, más tarde, una cementación de fango micrítico asociado a aguas vadosas meteóricas y/o bandas de cemento LMC isopaco. relacionado con aguas freáticas marinas. Las aeolianitas tienen dos generaciones de cemento carbonatado, primero LMC isopaco debido a condiciones freáticas marinas y segundo una cementación de aragonito discontinuo de aguas vadosas meteóricas.

Los análisis de XRD en los paleosuelos confirman que el componente fundamental es la calcita, aparece siempre cuarzo (media del 32%) y cantidades bajas de minerales de la arcilla (illita, kaolinita y trazas de esmectitas). La presencia de cuarzo refleja la presencia de polvo sahariano (calimas) durante la formación de este paleosuelo. Por otro lado, los estudios geocronológicos de <sup>14</sup>C de conchas de gasterópodos terrestres (*Helix* sp.) recogidas en el nivel de paleosuelo limoso a muro de las aeolianitas, en el sector arco central-suroeste, ha dado una edad de  $6,6 \pm 0,03$  ka BP. Por lo tanto, la formación del beachrock de Las Canteras fue antes de los 6,6 ka y la aeolianita después de esta edad.

Hasta ahora se asumía que los materiales sedimentarios de la Terraza Baja de Las Palmas, que es el substrato donde se asienta la parte baja de la ciudad de Las Palmas de Gran Canaria y, en las zonas intermareales de la playa de Las Canteras, tanto los estratos de la Barra de Las Canteras como el beachrock y paleosuelos que aparecen desde Playa Chica a la calle Gravina, se habrían formado



en el Último Interglaciar, MIS 5e, alrededor de los 126 ka (Balcells et al., 1992). Sin embargo en este trabajo se ha comprobado que en los afloramientos de rocas sedimentarias del sector del Arco Central de la playa hay ausencia de flora y fauna, características de estos paleoniveles marinos del MIS 5e, y que se han descrito en terrazas marinas de las islas de Lanzarote, Fuerteventura y Gran Canaria. Así, en éstos suelen aparecer numerosos rodolitos y fósiles marinos como, por ejemplo, Persististrombus, Siderastrae radians, Harpa rosea y abundantes Patelas sp. (Meco et al., 2002; Zazo et al., 2002). Además, en las 3 facies de rocas sedimentarias estudiadas, la cementación carbonatada no es tan completa como en los niveles sedimentarios estudiados en el MIS 5e. Por otro lado, la naturaleza y abundancia de los distintos componentes en las arenas de la aeolianita es similar a las del beachrock, por lo que sus áreas fuentes fueron parecidas. Por último, es significativa la datación del paleosuelo que se sitúa entre el beachrock y la aeolianita, con una edad de 6,6 ka (Holoceno medio). Por consiguiente, el nivel calcarenítico basal del beachrock se formaría durante la subida del nivel del mar en la transgresión del Presente interglaciar (Holoceno inferior >6,6 ka). Las areniscas limosas del paleosuelo con gasterópodos terrestres y rizolitos (Holoceno medio 6,6 ka) se formarían por una progradación costera de los sedimentos que llegaban a la zona intermareal de la playa, procedentes del Barranco de La Ballena, y/o por un descenso del nivel del mar durante la transgresión holocena, y formándose los perfiles de alteración (C) y de acumulación (B) en esa zona. La aeolianita se habría formado en el Holoceno superior (>6,6 ka) y representaría una mayor progradación o el final de un descenso del nivel del mar.

#### CONCLUSIONES

La investigación llevada a cabo en el Arco Central de la playa de Las Canteras permite aportar nuevos datos geológicos de los depósitos sedimentarios estudiados en la zona intermareal y entender mejor los cambios paleoambientales acaecidos en esta zona litoral. De este modo:

Se definen 4 facies sedimentarias identificadas y su orden cronológico es: 1) beachrock Holoceno inferior (>6,6 ka), 2) paleosuelo Holoceno medio (~6,6 ka), 3) aeolianitas del holoceno superior (<6,6 ka), 4) arenas actuales del sistema playa-duna.

- Los estudios petrográficos indican que las 4 facies muestran diferencias en el porcentaje de bioclastos, litoclastos y elementos edáficos (cutanes y lodo micrítico), siendo muy parecidas en el beachrock y la aeolianita. Los cementos carbonatados son de esparita, microesparita, micrita y aragonito.

- El cemento isopaco LMC (calcita baja en Mg con Sr) se encuentra en los niveles de beachrock, paleosuelo y aeolianita, y se habría formado en ambientes freáticos marinos. Los paleosuelos tienen granos con cutanes relacionados con aguas meteóricas freáticas ricas en limos y arcillas. La aeolianita presenta una segunda generación de cemento aragonítico, rico en Sr sin Mg, y relacionado con aguas vadosas costeras.

- El cuarzo en los paleosuelos evidencia la presencia de polvo sahariano durante el Holoceno medio.

- Aunque las 4 facies estudiadas se habrían formado en la transgresión marina holocena del Presente Interglaciar, la formación del paleosuelo y la aeolianita están indicando una progradación sedimentaria en esta franja litoral o descensos en el nivel del mar durante la transgresión holocena.



Figura 6. Aspectos microscópicos con SEM de las rocas sedimentarias estudiadas. A) beachrock, B) paleosuelo y C) aeolianita (la leyenda es igual que la de la Figura 4).

**Agradecimientos:** El trabajo ha sido financiado dentro del proyecto de investigación del Ministerio de Educación y Ciencia CSO2016-79673-R.

- Alonso, I. (1993). Procesos sedimentarios en la playa de Las Canteras (Gran Canaria). Tesis Doctoral de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 333 pp.
- Balcells, R., Barrera-Morate, J.L., Ruiz, M.T. (1990). Mapa geológico de la hoja 1101-I-II, escala *1:25.000.* (Las Palmas de Gran Canaria). ITGE Madrid, memoria, 131 pp.
- Meco, J., Guillou, H., Carracedo, J.C., Lomoschitz, A., Ramos, A.J., Rodríguez-Yánez, J.J. (2002). The maximum warmings of the Pleistocene world climate recorded in the Canary Islands. *Palaeogeography*, *Palaeoclimatology*, *Palaeoecology*, 185 (1), 197–210.
- Palaeoclimatology, Palaeoecology, 185 (1), 197–210.
   Pérez-Torrado, F.J., Mangas, J. (1992). Origen y evolución geológica de la Barra de las Canteras (Las Palmas de Gran Canaria). Vector Plus, 1, 4–13.
- Zazo, C., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C., Gillot, P.Y., Soler, V., González, J.Á., Dabrio, C., Ghaleb, B. (2002). Raised marine sequences of Lanzarote and Fuerteventura revisited - A reappraisal of relative sea-level changes and vertical movements in the eastern Canary Islands during the Quaternary. Quaternary Science Reviews, 21 (18– 19), 2019–204.



# CONOS ALUVIALES ALIMENTADOS POR CAMPOS DUNARES COSTEROS DURANTE EL PLEISTOCENO EN LA ZONA DE CALA EN BASTER (FORMENTERA, MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL)

L. Del Valle<sup>(1,2)</sup>, J.J. Fornós<sup>(2)</sup>, F. Pomar<sup>(2)</sup>, G.X. Pons<sup>(3)</sup>.

(1) Faculty of Environmental Sciences and Engineering, Babes-Bolyai University, Cluj-Napoca, Rumania.

lauradelvalle.geo@gmail.com

(2) Grup de Ciències de la Terra. Universitat de les Illes Balears. Palma. Illes Balears. España

(3) Departament de Geografia. Universitat de les Illes Balears. Palma. Illes Balears. España

**Abstract:** This study deals with the sedimentological and stratigraphic description of Pleistocene coastal deposits of Formentera which show evidences of interference processes between alluvial and aeolian environments. Although initially, they are two different environments, with different processes and resulting forms, their interaction often produces deposits that share characteristics of both environments, as well as, maintain elements in herited from each other (i.e. sediment). The climate seems to be one of the most important control on the role and magnitude of each environment in terms of sedimentary supply, precipitation, runoff or aeolian transport. Main sedimentary facies have been described in this study representing the succession of aeolian, alluvial, marine and coastal environments. Also, these coastal deposits are a useful indicator of the geomorphological processes and changes that occurred during the Pleistocene, unraveling the environmental evolution during this period.

Key words: Aeolian-alluvial interference, Upper Pleistocene, Formentera, geomorphological processes.

#### INTRODUCCIÓN

Las interpretaciones discrepantes de algunos depósitos pleistocenos de apariencia eólica del litoral de las Islas Baleares, especialmente Mallorca y Menorca, han permitido generar debate en torno al papel que juega la interacción entre procesos eólicos y los relacionados con la formación de abanicos aluviales (Pomar, 2016), así como el papel que juega construcción esta interacción en la V desmantelamiento de campos dunares o abanicos aluviales, y cuál es su significación paleoclimática (Pomar et al., 2018).

En la isla de Formentera, estos depósitos han sido identificados por primera vez y estudiados con carácter general e interpretados como depósitos eólicos con características aluviales, y viceversa, depósitos aluviales/coluviales con apariencia eólica. Aunque la problemática más evidente era la descripción de depósitos compuestos por arenas medias bioclásticas de origen marino que formaban los depósitos con estructuras sedimentarias típicamente aluviales.

sedimentarias Además, las sucesiones del Pleistoceno que se caracterizan por la alternancia entre depósitos eólicos, depósitos coluviales y paleosuelos (Mckee y Ward, 1983) son un buen indicador de la variabilidad de los procesos deposicionales y por lo tanto, de los cambios geomorfológicos. Estos procesos representan cambios en la sedimentación dando como resultado la formación sucesiva de diferentes depósitos que adquieren una compleja arquitectura. Representan un excepcional registro paleoclimático, y mantienen una estrecha vinculación con las fluctuaciones glacioeustáticas ocurridas durante el Cuaternario (Brooke, 2001).

En el presente trabajo se aborda la descripción sedimentológica y estratigráfica del afloramiento de Cala en Baster, el cual se caracteriza por depósitos coluviales constituidos mayoritariamente por arenas bioclásticas. Además, se realiza una aproximación sobre el papel que jugó la variabilidad climática y las fluctuaciones eustáticas para el desarrollo de los procesos de interacción entre dunas y abanicos aluviales durante el Pleistoceno Superior.

#### LOCALIZACIÓN

El afloramiento de Cala en Baster se localiza al este de la isla de Formentera (Fig. 1). Este se caracteriza por estar constituido por niveles de depósitos eólicos, marinos, coluviales y paleosuelos. Estos depósitos están presentes de manera continua a lo largo de 3,5 km lineales de costa y de 0,5 km hacia el interior.



Fig. 1: Localización del área de estudio y de las columnas estratigráficas.

#### MÉTODOLOGÍA

Para llevar a cabo este estudio se ha realizado un análisis sedimentológico y estratigráfico a partir del levantamiento de columnas estratigráficas (Fig. 1 y 2). En cada columna estratigráfica se han



identificado los niveles más representativos y se han recogido muestras para su posterior análisis textural, mineralógico y de composición.

#### RESULTADOS

A partir de las características texturales y de composición de los sedimentos se han diferenciado tres asociaciones de facies principales: aluvial/coluvial (*B*), eólicas (*S*) y marinas (*M*); así como dos paleosuelos diferentes, que forman 5 unidades diferenciadas (Fig.3).

indica una presencia mayoritaria de calcita. Esta asociación de facies representa un ambiente relacionado con procesos de ladera donde predominan el transporte en masa y controlados por la gravedad como la reptación y los *debris-flows* o un ambiente de sedimentación relacionado con el transporte por aguas de escorrentía.

#### Facies marinas (M)

Areniscas compuestas por arenas bioclásticas



Fig. 2: Esquema estratigráfico de Cala en Baster y correlación de las principales unidades

#### Facies eólicas (S)

Areniscas compuestas por arenas bioclásticas finas (125 - 250  $\mu$ m) que se alternan con pasadas de arenas medias (250 – 500  $\mu$ m). Presentan un color marrón pálido HUE 10YR 8/2 y estratificación cruzada formando capas de 1 a 2 m de potencia. Las láminas internas de 1 a 1,5 cm de potencia se ven parcialmente alteradas por bioturbaciones (concreciones de raíces de 1 a 4 cm de diámetro y de 0,20 a 0,5 cm de altura). El contenido en carbonatos en las arenas es superior al 80%.

#### Facies coluviales-aluviales (B)

Están constituidas por niveles de areniscas en capas de potencia variable de 0,2 a 2,5 m formados por arenas bioclásticas con un tamaño de grano medio a grueso y color marrón pálido HUE 10YR 8/4. Las sucesiones pueden mostrar capas de niveles de brecha masiva intercaladas con clastos angulosos con un tamaño medio de 0,5 a 9 cm. La matriz está compuesta por arenas bioclásticas con un tamaño de grano medio. Generalmente presentan una estratificación horizontal y estructuras en forma de canal masivo con algún clasto flotando en el sedimento. El análisis mineralógico de estos niveles

medias a gruesas de 0,5 a 1,5 m de potencia. Presentan un color marrón pálido HUE 10 YR 8/2. Con una gran presencia de fauna marina (*Glycymeris violacescencs- Lamarck, 1819*). Estructura masiva con algunos clastos angulosos y de orden centimétrico flotando en la matriz arenosa.

#### Paleosuelos

Se han observado dos paleosuelos diferentes. Por una parte se encuentran niveles formados por arcillas y limos de color rojo HUE 10YR 6/6 de 0,50 a 1,5 m de potencia, con niveles de óxido de hierro, nódulos de magnesio alternando con niveles de clastos angulares de 1 a 15 cm, imbricados hacia el E-SE. La matriz presenta una acusada plasticidad. La composición mineralógica es principalmente silícea, con la presencia de minerales de cuarzo, feldespatos, caolinita, etc. La presencia de carbonatos es moderada. Por otra parte, se observan niveles de 20 a 50 cm compuestos por limos de color marrón pálido HUE 10YR 8/4 con niveles arenosos. Presentan concreciones de raíces de 1 a 2 mm de diámetro y 5 cm de altura y clastos angulares heterométricos originarios del basamento y orientados siguiendo la pendiente hacia el E-SE.





ig. 3: A) Corte estratigráfico de Cala en Baster. Las líneas señalan las superficies erosivas que individualizan las principales unidades. La secuencia está constituida por depósitos marinos (M), depósitos eólicos (S) y depósitos coluviales-aluviales (B). B) Detalle de los depósitos marinos y C) Detalle de los depósitos coluviales y eólicos.

#### DISCUSIÓN

La arquitectura estratigráfica de los depósitos pleistocenos de la costa oriental de la isla de Formentera (Cala en Baster) está caracterizada por la superposición de diversos niveles de facies que permiten reconstruir la evolución geomorfológica y ambiental de este tramo de costa (Fig. 4).

La sucesión de las facies descritas indica la alternancia de ambientes áridos representados por depósitos eólicos y ambientes más húmedos representados por depósitos coluviales, manifestando la sucesión de importantes cambios en los procesos deposicionales.

El Pleistoceno se caracteriza por la sucesión de períodos cálidos y fríos que se relacionan con cambios del nivel del mar. Los períodos de clima árido y frío coinciden con niveles marinos bajos, mientras que los períodos de clima cálido y húmedo coinciden con niveles marinos iguales o más elevados que el actual (Rose et al., 1999; Zazo, 1999). Por otra parte, los períodos de clima frío han provocado la exposición de grandes superficies arenosas sobre la plataforma debido al descenso del nivel marino facilitando el transporte eólico en dirección hacia la costa (Andreucci et al., 2009; Fornós et al., 2009).

El análisis sedimentológico y estratigráfico muestra una deposición típica de abanico aluvial caracterizada por la presencia de abundantes estructuras sedimentarias tales como estratificación horizontal, cruzada de bajo ángulo cambiando a cruzada paralela y una elevada presencia de paleocanales. La intercalación de las diferentes facies dentro de las sucesiones, así como la compleja arquitectura estratigráfica permite descifrar la evolución de estos depósitos. Estos cambios en sucesiones estratigráficas parecen las estar relacionados con los cambios climáticos. Además, el análisis sedimentológico muestra que el tamaño medio de los granos que constituyen los depósitos varía desde arena media a gruesa bien clasificada, lo que indicaría que este sedimento proviene de un ambiente eólico (Brooke, 2001 y Fornós et al., 2009). La composición bioclástica de las arenas y el predominio de calcita, sugiere el origen marino del sedimento.



Fig. 4: Modelo evolutivo de los ambientes deposicionales de Cala en Baster. A) Periodo cálido i húmedo con un nivel del mar alto (Depósitos marinos). B) Periodo muy árido, frio y seco con un nivel marino bajo (formación de depósitos eólicos dunas parabólicas). C) Periodo cálido y húmedo con un nivel marino alto (formación de coluviales y aluviales, con desmantelamiento de las dunas).



Durante el Pleistoceno Superior se produjeron varios periodos de ascenso y descenso del nivel del mar relacionados con cambios climáticos cálidos y fríos que se pueden relacionar con las secuencias estudiadas y permite analizar la evolución paleoclimática de estos afloramientos (Zazo, 1999). Por otra parte, los periodos de clima frío provocaron la exposición de grandes zonas de la plataforma continental debido al descenso del nivel del mar que favoreció la formación de extensos campos dunares y facilitó el transporte eólico hacia el interior (Andreucci et al., 2009; Fornós et al., 2009). Además, el buzamiento de las láminas en los niveles de eolianitas indica una paleocorriente media procedente del noroeste, lo que sugiere la migración de dunas hacia la costa. Por lo tanto, durante los niveles marinos bajos, la costa de Formentera fué invadida por al menos cinco períodos de sedimentación eólica que cubrieron la base de laderas y acantilados costeros.

#### CONCLUSIONES

Las características sedimentológicas y estratigráficas permiten concluir que la deposición de estos cuerpos sedimentarios es el producto de procesos de interferencia entre ambientes eólicos y aluviales. Estos procesos fueron activos durante las regresiones marinas situadas en importantes episodios de enfriamiento. Durante estos episodios, la plataforma continental estaba cubierta por grandes extensiones de arena bioclástica expuesta a la acción del viento (Fig. 4B). Así, los extensos campos de dunas costeros se desplazaron hacia el interior cubriendo los relieves costeros. Después de la deposición de los sedimentos marinos aún sin cementar, las condiciones ambientales cambiaron a más húmedas y frías generando episodios de intensa precipitación provocando el lavado de las laderas (Fig. 4C), así como el desmantelamiento total o parcial de los campos dunares costeros

mediante avenidas repentinas (*flash-floods*) y la incorporación del sedimento eólico en el sistema aluvial-coluvial.

**Agradecimientos:** This work is partially funded by the research grant MINECO CGL2016-79246-P (AEI/FEDER, UE).

- Andreucci, S., Pascucci, V., Murray, A.S., Clemmensen, L.B. (2009). Late Pleistocene coastal evolution of San Giovanni di Sinis, west Sardinia (Western Mediterranean). Sedimentary Geology, 216: 104- 116.
- Brooke, B. (2001). The distribution of carbonate eolianite. *Earth-Science Reviews*, 55, 135-164.
- Fornós, J.J., Clemmensen, L.B., Gómez-Pujol, L., Murray, A. (2009) Late Pleistocene carbonate aeolianites on Mallorca, Western Mediterranean: a luminescence chronology. *Quaternary Science Reviews*, 28, 2697-2709.
- Mckee, E.D., Ward, W.C. (1983). Eolian environments. En: Carbonate depositional environments. (P.A. Scholle, D.G. Bebont, C.H. Moore, Eds.); AAPG, Memoir, Vol 33, 131-170 pp.
- Pomar, F. (2016). Arquitectura i fàcies deposicionals de la interferència entre sedimentació al·luvial, col·luvial i eòlica a les Illes Balears durant el Pleistocè superior: implicacions paleoclimàtiques. Tesis doctoral. Universidad de las Islas Baleares (España), 377 pp.
- Pomar, F., del Valle, L., Fornós, J.J., Gómez-Pujol, Ll. (2018). Late Pleistocene dune-sourced alluvial fans in coastal settings: Sedimentary facies and related processes (Mallorca, Western Mediterranean). Sedimentary Geology, 367, 48-68.
- Rose, J., Meng, X., Watson, C. (1999) Palaeoclimate and palaeoenvironmental responses in the western Mediterranean over the last 140 ka: evidence from Mallorca, Spain. *Journal of the Geological Society*, London, 156, 435-448.
- Zazo, C. (1999). Interglacial sea levels. *Quaternary* International, 55, 101-113.



# REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA PRELIMINAR SOBRE LOS ESTUDIOS DEL CUATERNARIO EN ÁREAS ACARCAVADAS



J.F. Martínez-Murillo<sup>(1,2)</sup>, D. Carruana<sup>(1,2)</sup>, E. Nadal-Romero<sup>(3)</sup>

(1) Departamento de Geografía, Universidad de Málaga. Campus de Teatinos s/n, 29071, Málaga. <u>ifmmurillo@uma.es</u>
 (2) Instituto de Geomorfología y Suelos, Universidad de Málaga. Ampliación del Campus de Teatinos, 29071, Málaga.
 (3) Instituto Pirenaico de Ecología, IPE-CSIC, Avda. Montañana, 1005. 50059 Zaragoza.

Abstract (Preliminary bibliographic review on Quaternary studies in badlands): Areas with the presence of gully morphologies and badlands are characterized by a high magnitude and frequency and great variety of geomorphic processes. This makes quite difficult to develop studies focused on their dynamic landscape and Quaternary evolution. This study deals with a preliminary bibliographic review of scientific publications conducted in badlands and gullied areas focused on their landscape dynamic during the Quaternary, collected from different scientific reference bases.

**Palabras clave:** áreas acarcavadas, cárcava, cuaternario, dinámica del paisaje, revisión bibliográfica. *Key words:* badlands, gully, Quaternary, landscape dynamic, bibliographic review.

#### INTRODUCCIÓN

Los badlands o áreas acarcavadas pueden definirse a partir de diferentes criterios: litológicos, de meteorización, formas del relieve, potencialidad agrícola e, incluso, por la dificultad de ser atravesados a pie (Martínez-Murillo y Nadal-Romero, 2018). El término "badlands" hace referencia por tanto a aquellas regiones con litologías consideradas blandas o poco consolidadas, escasa o nula vegetación, actividad humana reducida o nula, y gran geomorfológicos variedad de procesos (meteorización, erosión hídrica, deslizamientos y piping). Según Moreno-De las Heras y Gallart (2018), pueden distinguirse los siguientes patrones de iniciación en la aparición de áreas acarcavadas: uno, se corresponde con la expansión de cárcavas de ladera debido a factores intrínsecos de esta en su sección media o baja; y otro, causado por la perturbación que supone un movimiento en masa en una ladera sin cárcavas que deja al descubierto el suelo o la roca frente a la meteorización y/o la erosión hídrica.

El análisis de estos procesos geomorfológicos es muy relevante en aquellas áreas acarcavadas consideradas subhúmedas y húmedas (Fig.1), de extensión más reducida y más jóvenes de edad, de modo que su origen puede ser estudiado de manera física. Opuestamente, las áreas acarcavadas en regímenes climáticos áridos y semiáridos (Fig. 1) se caracterizan por una mayor extensión y cuyo origen es mucho más antiguo que las anteriores, de modo que sus factores formadores están frecuentemente interferidos por la acción de otros que controlan la evolución a largo plazo de estos sistemas morfogenéticos.

Las áreas acarcavadas son perfectos laboratorios en campo para el estudio in situ de los procesos ecogeomorfológicos que controlan su formación y desarrollo, lo que es especialmente relevante en el contexto de Cambio Global actual, y teniendo en cuenta los fenómenos internos como los que se originan en ellos, pero que afectan a territorios próximos. Es por ello que consideramos clave el estudio de la evolución cuaternaria de estas morfologías de relieve y los procesos geomorfológicos que los originan, así como la interacción de la actividad humana con estos. De este estudio pueden establecerse pautas que puedan repetirse o modificarse durante el actual Cambio Global, permitiendo el desarrollo de medidas de gestión territorial, con especial relevancia para la gestión de aquellos territorios con presencia de áreas acarcavadas.

La evolución cuaternaria en áreas acarcavadas es un estudio difícil por la intensa dinámica geomorfológica que pueden llegar a tener, borrando las huellas de los factores causantes. Este trabajo tiene por objetivo realizar una revisión bibliográfica preliminar exclusivamente sobre estudios que hacen referencia a badlands o áreas acarcavadas y sus dinámicas geomorfológicas durante el Cuaternario.

#### METODOLOGÍA

Para realizar esta revisión bibliográfica preliminar de los estudios sobre la evolución y dinámica cuaternaria de áreas acarcavadas, se utilizaron las siguientes bases de referencia que recogen citaciones de resúmenes y artículos científicos que han pasado una revisión de pares ciegos: 'Scopus' de la editorial Elsevier; GeoRef, del American Geosciences Institute; ÍnDICES, del Consejo Superior de Investigaciones Científicas; Dialnet, de la Universidad de La Rioja; y Latindex, que es un sistema regional de información en línea para revistas científicas de América Latina, el Caribe, España y Portugal. No se ha utilizado Google o Google Scholar porque se trata de una herramienta de búsqueda que no asegura la calidad de la publicación, en cuanto a la revisión por pares, además de incluir resultados ajenos a los criterios definidos bajo un mismo término de búsqueda.

En estas bases de datos, siguiendo sus instrucciones de búsqueda, se llevaron a cabo las siguientes:



1) En inglés, "badland" AND "Quaternary", "badland" AND "Holoceno", "badland" AND "Pleistocene", "badland" AND "anthropocene", "badland" AND "landscape evolution", y "badland" AND "landscape dynamic".

2) También, en inglés, "gullied area" AND "Quaternary", "gullied area" AND "Holoceno", "gullied area" AND "Pleistocene", "gullied area" AND "anthropocene", "gullied area" AND "landscape evolution", y "gullied area" AND "landscape dynamic"

3) En castellano: "badland" AND "Cuaternario",
"badland" AND "Holoceno", "badland" AND
"Pleistoceno", "badland" AND "anthropoceno",
"badland" AND "evolución del paisaje", y "badland"
AND "dinámica del paisaje".

4) También, en castellano: "área acarcavada" AND "Cuaternario", "área acarcavada" AND "Holoceno", "área acarcavada" AND "Pleistoceno", "área acarcavada" AND "anthropoceno", "área acarcavada" AND "evolución del paisaje", y "área acarcavada" AND "dinámica del paisaje".

5) Y, por ultimo, también en castellano: "cárcava" AND "Cuaternario", "cárcava" AND "Holoceno", "cárcava" AND "Pleistoceno", "cárcava" AND "antropoceno", "cárcava" AND "evolución del paisaje", y "cárcava" AND "dinámica del paisaje".





Fig. 1: arriba, cárcavas en margas rojas, en una zona subhúmeda de alta montaña, en Sierra de las Nieves (provincia de Málaga); abajo, área acarcavada sobre margas amarillas en la cuenca media del río Adra (Alpujarras, Almería).

No se ha empleado el término "geomorfología" o cualquier otro aspecto relacionado con éste porque el estudio buscaba tratar de computar aquellos estudios relacionados exclusivamente con el Cuaternario, si bien es evidente que el aspecto geomorfológico está claramente implícito en ellos dada la naturaleza de las morfologías acarcavadas.

La última búsqueda se realizó a fecha 16/05/2019, buscando dichos términos en el título, resumen y palabras claves de la publicación. No se tuvo en cuenta ningún criterio geográfico estando abierta la búsqueda a estudios realizados en cualquier lugar del planeta.

#### **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

La tabla 1 muestra los resultados de las búsquedas bibliográficas realizadas en las bases de referencia científicas seleccionadas, empleando los criterios de búsqueda descritos en la metodología. La base de referencias SCOPUS ofrece un mayor número de publicaciones en inglés. En las publicaciones seleccionadas en SCOPUS, la base de referencias que mas títulos aportaba, se hizo una criba de 16 títulos que fueron desechados debido a que en realidad no trataban directamente aspectos relacionados con "Badlands" y los criterios de búsqueda seleccionados, a pesar de que aparecían dichos términos en título, resumen y/o palabras claves. En castellano, es la base de referencias InDICES la recoge algunas publicaciones atendiendo a los criterios de búsqueda en inglés, con los siguientes temas de investigación: evolución y formación de áreas acarcavadas en el Cuaternario; factores controladores de la formación de estas áreas durante el Cuaternario; estratigrafía de materiales relacionados con su dinámica; estimación de tasas de erosión a escala temporal holocena; tasas de denudación; evolución geomorfológica reciente de áreas acarcavadas en épocas históricas: modelización del paisaje en áreas acarcavadas. No obstante, si el término utilizado es "cárcava" en castellano, es la base de referencias Dialnet aquella que compila más títulos, en especial cuando se realiza la búsqueda 'Cárcava' AND 'Cuaternario'.

En cuanto a los resultados en las otras bases de referencia, en castellano, ÍnDICES y Latindex, se consiguieron varios títulos que respondían a los criterios de búsqueda, pero muchos menos que en inglés, en la primera de estas por ninguno en la segunda. En los casos encontrados, en su mayoría se trataban de estudios específicos de áreas acarcavadas y el Cuaternario, sino de estudios relacionados con la dinámica reciente, puramente geomorfológica, de estas áreas, si bien es evidente que esta dinámica ocurre en el periodo cuaternario. Solo en un caso, el estudio se relacionaba con estudios geoarqueológicos en zonas acarcavadas. así como otro descriptivo sobre aspectos geomorfológicos de un área en el que, entre otras morfologías, se reconocían acarcavamientos.


# Tabla. 1: Resultados de las búsquedas bibliográficas realizadas en inglés y castellano, en las bases de referencia seleccionadas.

Términes de húsquede	Bases de referencia				
reminos de busqueda	SCOPUS	GeoRef	ÍnDICES	Latindex	Dialnet
'Badland' AND 'Quaternary'	38	5	0	0	0
'Badland' AND 'Landscape evolution'	37	1	0	0	0
'Badland' AND 'Landscape dynamic'	0	0	0	0	0
'Badland' AND 'Holocene'	45	5	0	0	0
'Badland' AND 'Pleistocene'	59	9	0	0	0
'Badland' AND 'Anthropocene'	0	0	0	0	0
'Gullied area' AND 'Quaternary'	2	0	0	0	0
'Gullied area' AND 'Landscape evolution'	0	0	0	0	0
'Gullied area' AND 'Landscape dynamic'	0	0	0	0	0
'Gullied area' AND 'Holocene'	1	0	0	0	0
'Gullied aread' AND 'Pleistocene'	0	0	0	0	0
'Gullied area' AND 'Anthropocene'	0	0	0	0	0
'Badland' AND 'Cuaternario'	1	0	1	0	1
'Badland' AND 'Evolución del paisaje'	0	0	0	0	0
'Badland' AND 'Dinámica del paisaje'	0	0	3	0	0
'Badland' AND 'Holoceno'	0	0	1	0	0
'Badland' AND 'Pleistoceno'	0	0	1	0	0
'Badland' AND 'Antropoceno'	0	0	0	0	0
'Cárcava' AND 'Cuaternario'	0	0	0	0	9
'Cárcava' AND 'Evolución del paisaje'	0	0	0	0	0
'Cárcava' AND 'Dinámica del paisaje'	0	0	0	0	0
'Cárcava' AND 'Holoceno'	0	0	0	0	2
'Cárcava' AND 'Pleistoceno'	0	0	0	0	1
'Cárcava' AND 'Antropoceno'	0	0	0	0	0

# CONCLUSIONES

Las conclusiones son las siguientes:

1. El mayor volumen de publicaciones que atienden a las temáticas definidas por los criterios de búsqueda es mayor en el caso de las publicaciones científicas en inglés, si bien no todas ellas responden realmente a dichas temáticas.

2. En general, los trabajos giran en torno a la descripción de la actividad geomorfológica en áreas acarcavadas, durante periodos recientes del Cuaternario (siglo XX y hasta la actualidad), más que desde una óptica cuaternaria más amplia, que abarque desde el Pleistoceno.

3. Esta revisión bibliográfica preliminar trata de ser un primer paso a un estudio sistemático de mayor calado, que permita tener una visión global y completa de los estudios sobre Cuaternario en áreas acarcavadas, si bien ha de trabajarse con la dificultad que entrañan estos estudios en ambientes geomorfológicos tan activos, que pueden borrar las huellas de sus orígenes.

**Agradecimientos:** este trabajo ha si posible gracias a la financiación de una beca de colaboración para alumnos de último curso del Ministerio de Educación, Cultura y Deporte.

#### REFERENCIAS

- Martínez-Murillo, J.F., Nadal-Romero, E. (2018). Perspectives on Badland Studies in the Context of Global Change. En: Badlands Dynamics in the Context of Global Change (E. Nadal-Romero, J.F. Martínez-Murillo, N. Kuhn, Eds.). Elsevier, Amsterdam (Países Bajos), 1-26.
- Moreno-De las Heras, M., Gallart, F. (2018). The origin of badlands. En: Badlands Dynamics in the Context of Global Change (E. Nadal-Romero, J.F. Martínez-Murillo, N. Kuhn, Eds.). Elsevier, Amsterdam (Países Bajos), 27-60.



# DECODING CONTOURITE SUCCESSIONS IN TERMS OF BOTTOM CURRENT SPEEDS IN THE SW MEDITERRANEAN OVER THE LAST 24 Ka



B. Alonso <sup>(1)</sup>, G. Ercilla <sup>(1)</sup>, I. Cacho <sup>(2)</sup>, D. Casas <sup>(3)</sup>, N. López-González <sup>(4)</sup>, G. Francés <sup>(5)</sup>, F.J. Rodríquez-Tovar <sup>(6)</sup>, J. Dorador <sup>(7)</sup>, C. Juan, C <sup>(1)</sup>, T. Vandorpe <sup>(8)</sup>, J.T. Vázquez <sup>(4)</sup>

(1) Instituto de Ciencias del Mar (CSIC), Passeig Marítim de la Barceloneta, 37-49, Barcelona, Spain. belen@icm.csic.es

(2) Universidad de Barcelona, Facultad de Ciencias de la Tierra, Martí i Franquès, s/n. 08028 Barcelona, Spain. icacho@ub.edu

(3) Instituto Geológico y Minero de España, La Calera 1, 28760 Tres Cantos, Madrid, Spain. d.casas@igme.es

(4) Instituto Español de Oceanografía, Puerto Pesquero s/n, 2960 Málaga, Spain. nieves.lopez@ieo.es;

juantomas.vazquez@ieo.es

(5) Universidad de Vigo, Facultad de Ciencias del Mar, Campus de Vigo, 36310 Vigo, Spain. gfrances@uvigo.es

(6) Universidad de Granada, Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Avd. de la Fuente Nueva s/n, 18071 Granada, Spain. fjrtovar@ugr.es

(7) Department of Earth Sciences, Royal Holloway University of London, Egham Hill, Egham TW20 0EX, UK. Javier.Dorador@rhul.ac.uk

(8) Ghent University, Department of Geology, Ghent, Campus Sterre, building S8, Krijgslaan 281, 9000 Gent, Belgium. thomas.vandorpe@vliz.be

**Resumen (Decodificación de la sucesión de facies de contornitas en términos de la velocidad de las corrientes de fondo en el Mediterráneo occidental durante los últimos 24 ka):** Se presenta un estudio sedimentológico y cronoestratigráfico de las contornitas del Mar de Alborán (Mediterráneo SO) en base al registro sedimentario de dos testigos de sedimento. En este estudio se incorporan marcadores físicos de corrientes de fondo ("sortable silt mean grain size" mean<sub>ss</sub>) y marcadores químicos de cambios ambientales (Si/Si+Al y Zr/Al ratios) con el objeto de decodificar las sucesiones de contorníticas en términos de variabilidad de velocidad de las corrientes de fondo en relación con cambios paleoambientales. Estos resultados son validados con la inclusión del registro del mean<sub>ss</sub> de un testigo localizado en el Mediterráneo Nor-Occidental. Este transecto proporciona una perspectiva regional de los cambios de velocidades de la corriente profunda del Mediterráneo Occidental durante los últimos 24 ka B.P.

Palabras clave: Contornitas, corrientes de fondo, Mar de Alborán Key words: Contourites, bottom currents, Alboran Sea

# INTRODUCTION

Sediments transported by bottom currents accumulate on sediment drifts and are known as contourites (Stow et al., 2002). As a consequence, contourites represent the best deposits for studying changes in the intensity of bottom currents and them reconstructing palaeocirculation for and to understand the ocean-climate link. Palaeocurrent reconstruction studies with high temporal resolution document the need for sensitive parameters from rapidly accumulating and continuously deposited fine sediments. Considerable advances have been made in sensitive parameters of palaeocurrent, utilizing chemical and physical proxies as tracers of bottom current velocity (McCave and Hall, 2000; Bianchi et al., 2001; Spooner et al., 2018; among others). The most important parameter is the direct physical proxy of bottom current circulation based on the grain size characteristics of marine sediments as an alternative to chemical tracers (e.g., Mg/Ca, Cd/Ca ratio in benthic foraminifera, benthic isotopes).

Most previous studies in the Alboran Sea have focussed on understanding the paleoproductivity /temperatures /redox-conditions in surface and deepwater masses using various chemical proxies (Cacho et al., 1999; Colmenero et al., 2004; Martrat et al., 2005; Moreno et al., 2004; Jimenez-Espejo et al., 2007; among others). While works on physical proxies (e.g., sortable silt mean grain size) of deep waters are scarce over the last 20 ka (Rodríquez-Gámiz et al., 2011).

In the Alboran region the occurrence of extensive Plio-Quaternary contourite drifts has recently been well documented using geophysical methods (Ercilla et al., 2016; Juan et al., 2016). However, the sedimentological and geochemical characteristics of the contourite drifts have not yet been documented, in spite of the fact that they provide a record of palaeoceanographic/-climatic changes. In this context, the purpose of this study is primarily to elucidate the nature of the drift contourites. The secondary aim is to decode contourite facies successions in terms of bottom current speed variability and climate during the last 24 Ka.

# LOCATION

The Alboran Sea is located in the westernmost basin of the Mediterranean Sea, limited by the Iberian Peninsula (Spanish margin) and North Africa (Moroccan margin). It is bounded by the Algero-Balear Basin in the east and the Strait of Gibraltar in the west. On the distal Alboran margins, the Plio-Quaternary sedimentation is influenced principally by bottom currents, being locally affected by turbidity and mass flows.



From an oceanographic point of view, the Alboran Sea is the exchange zone between the Mediterranean Sea and the Atlantic Ocean, through the Strait of Gibraltar. At the surface, Atlantic Water (AW) flows show two anticyclonic gyres. At a greater depth are: the Western Intermediate Water (WIW), the Levantine Intermediate Water (LIW), and the Western Mediterranean Deep Water (WMDW) (Ercilla et al., 2016).



Fig. 1: Map showing the location of sediment cores.

# METHODS

Two sediment cores (C8 and M8) have been studied and they were recovered from Alboran contourite drifts swept by the WMDW. C8 is located at the Western Spanish base of slope, at 914 m water depth. M8 is situated at slope of SW western Alboran Basin at 753 m water depth. The cores have been analysed using stratigraphic, sedimentological, and geochemical tools.

Stratigraphy. For one of the cores, C8, there is a previously published age model (Ausin et al., 2015). Age model of M8 is constrained by five samples with AMS<sup>14</sup>C radiocarbon analyses and stable oxygen isotope ( $\delta^{18}$ O) measurements which are compared with the well-dated core C8 (fifteen AMS<sup>14</sup>C data) and ODP 977 (Martrat et al., 2004)  $\delta^{18}$ O records in the Alboran Sea.

Sedimentology. carbonate Texture. content ichnofacies, sedimentary structures and sand fraction composition have been analyzed. The grain size distribution of the terrigenous fraction was obtained using a Coulter LS 100 laser particle-size analyser (CLS 100). This analysis of carbonate-free sediment was achieved by treating the samples with hydrochloric acid (HCI) beforehand, to remove the carbonate. Likewise, to infer past palaeocurrent intensity, we employed the mean grain size of the terrigenous 10-63 µm fraction, known as sortable mean grain size (mean<sub>ss</sub>). The speed changes were evaluated by applying the calibration of meanss and flow speed of near-bottom currents from McCave et al. (2017). A total of 493 samples were analysed.

*Geochemistry.* We used the Si/Si+Al ratio as a proxy of arid/humid conditions and Zr/Al as a proxy for eolian conditions according to previous studies (Moreno et al., 2004; Barth et al., 2017). The relative contents of these elements were measured on split sediment at 1 cm intervals using an Avaatech X-ray fluorescence (XFR).

RESULTS Age model The age model covers the last 24 ka, allowing the identification of two climatic periods: the last glacial (MIS 2) and the Holocene (MIS 1). MIS 2 defines the Heinrich Event 2 (HE 2; record available only in core C8), Heinrich Event 1 (HE 1) and the Younger Dryas (YD). The sedimentation rate shows the high values are in cores C8 (11-111 cm/ka) and M8 (14-190 cm/ka). According to these data and sampling, the studied cores have high temporal resolution (core C8 of ~ 80 years and core M8 of ~ 300 years).

# **Contourite facies**

Three contourite facies (1 to 3) have been defined. Facies 1 is predominant and comprises silty-clay, representing the finest-grained sediments; Facies 2 involves bioturbated clayey-silt; Facies 3 consists of the coarsest sediments (sand). The mainly finegrained contourites allow us to classify the Alboran contourite drifts as "muddy contourites".

The vertical successions of the above facies enable us to identify two sedimentary sequences, A and B from older to younger (Fig. 2). Both sequences have a bigradational pattern with a progressive increase and then decrease of grain-size referred to as coarsening-up and fining-up. Sequence A (24 to 25.2 ka) is defined by the vertical successions of lithofacies 1-2-3-2-1. This sequence display the highest values of mean grain size (up 170  $\mu$ m in core C8) and means<sub>ss</sub> (up to 41  $\mu$ m). These maximum values are coincident with the maximum peaks of the Zr/Al and Si/Si+Al ratios (Fig. 2).



Fig. 2: Summary of the sedimentological and geochemical parameters characterizing sequences A and B. Core photos show vertical distribution of contourites.

Sequence B (24 to 0 ka) comprises the vertical succession of lithofacies 1-2-1, representing the finer-grained deposits, and is the dominant sequence for the Alboran contourite drifts. This sequence that repeat in the vertical, shows the maximum mean grain-size (up to 10.5  $\mu$ m in core M8, and 50  $\mu$ m in core C8) and mean<sub>ss</sub> values (up to 21.6  $\mu$ m in core M8 and 32  $\mu$ m in core C8) are minor to the sequence A. These high grain-size values coincide with the maximum peaks of the Zr/Al and Si/Si+Al ratios (Fig. 2).

#### Sortable silt mean grain size (mean<sub>ss</sub>)



The temporal distribution of mean<sub>ss</sub> reveals differences between the two climate periods MIS 1 and MIS 2, with low (18-15  $\mu$ m) and high (18-32  $\mu$ m) values, respectively. At millennial time-scale, the distribution of mean<sub>ss</sub> shows a common overall pattern, with four synchronous periods over the last 24 ka identified for the first time in the Alboran region (labelled I to IV, from older to younger in Fig. 3). The ages of these periods are the followings. Period I: ~ 23-17 ka; Period II: ~ 17-15 ka; Period III: ~ 15-10 ka; and Period IV: ~ 10-5 ka.



Fig. 3: Distribution of mean<sub>ss</sub> of WMDW over the last 24 ka showing: i) four synchronous periods; ii) the quantification of the flow speed changes (cm/s); and iii) magnitude changes in mean<sub>ss</sub>. (Core MD99-2343: Frigola et al., 2007); aacceleration, b- deceleration; s-steady events of WMDW.

#### DISCUSSION

In the Alboran muddy contourites, Sequence A corresponds to the complete standard contourite sequence of Stow et al. (2002; divisions C1 to C5). This sequence suggests a winnowing effect during the period of enhanced bottom current activity evidenced by the maximum mean grain-size peak (Fig. 2). Sequence B corresponds to partial contourite sequences. Each sequence is linked to shifts in the strength of the bottom currents, from weak to strong and then back to weak (Fig. 3).

With respect to bottom current velocity, the two sequences include only low-energy environments (contourite drift), while high-energy environments are not recorded (e.g., channels), similarly to muddy contourite drifts from other regions (Stow et al., 2002). To date, the flow speed changes of the bottom currents associated with these deposits have not yet been quantitatively well documented. Here, bottom current flow speeds are inferred through magnitude changes in mean<sub>ss</sub> within the sequence type B. This provides information on the WMDW palaeocurrent scenarios during the construction of the Alboran contourite drifts.

#### Paleohydrodynamic scenarios of the WMDW

The dynamics of the WMDW flow can be summarized as four synchronous periods, I to IV, over the last 24 ka (Fig. 3). Periods I to III comprise acceleration and deceleration events reflected by corresponding increased /decreased in mean<sub>ss</sub> (Fig. 3). Period IV is characterized by bottom current acceleration, stability, and deceleration (~10-3 ka). To decode the contourite facies successions in terms of bottom current speeds, we have compared two binary plots (Fig. 4): magnitude changes in means and changes in WMDW flow speed (in cm/s) versus four periods of bottom current acceleration. The bottom current speeds for each acceleration periods correspond to: ~ 2 to 6 cm/s for Ia; ~ 3 to 5 cm/s for IIa; ~ 4 to 9 cm/s for IIIa; and ~1 to 9 cm/s for IVa reaching this speed up to the stability period (Fig. 3). These palaeospeeds are in the same range as modern oceanographic data (Vargas-Yáñez et al., 2002; Com. Pers., Rosa Balbin).

The temporal distribution of the four Alboran acceleration periods of WMDW flow speed has been assessed using a similar record (mean<sub>ss</sub>) from another contourite drift in the NW Mediterranean at 2391 m water depth (Fig. 4), and allow us to stablish that WMDW flow have operated into two hydrodynamic scenarios during the last 24 ka. Scenario 1 associates to relatively lower bottom current speeds (< 5.5 cm/s) for the acceleration period IIa. Scenario 2 corresponds to higher bottom current speeds (up to ~12 cm/s) during the acceleration periods Ia, IIIa, and IVa (Figs. 3 and 4).



Fig. 4: Two binary plots, magnitude changes in mean<sub>ss</sub>, (A) and changes in WMDW flow speed (B) versus four acceleration periods of WMDW. Med Mediterranean.

Millennial-scale climate imprint in contourites



The chronostratigraphic framework and sedimentological data from the cores show a clear between millennial-scale relationship climate variations and contourite grain-size. The lowest grain-size values are from the early Holocene, revealing the weakest WMDW flow. This flow reduction was synchronous with the deposition of an Organic Rich Layer in the Alboran Sea, defining a well-marked period in the Alboran Sea (Jiménez-Espejo et al., 2007).

Furthermore, mean<sub>ss</sub> and wind proxy (Si/Si+Al ratio) correlate in both sequences, with the highest values being recorded in the coarse-grained contourite (Facies 2 and 3) and the lowest values in the finegrained contourites (Facies 1). This fact indicates that strong bottom current activity is linked to winds periods coincident with arid conditions corresponding to cold phases such as the stadials HE 2 and YD represented by the highest Zr/Al, Si/Si+Al and meanss values. Weak bottom current activity is related to periods of low winds, during humid conditions, coincident with cold/warm phases in the D/O cycles, represented by low Zr/Al, Si/Si+Al and mean<sub>ss</sub> values.

#### CONCLUSIONS

This research illustrates a prime example of how bottom currents affect the construction of contourite drifts, and how fine-grained, mainly muddy contourites can be used in sedimentological and paleoceano-graphic studies. This work provides new insights into the variability of palaeohydrodynamic changes in bottom currents over the last 24 ka in the SW Mediterranean Sea.

Acknowledgments: This work was supported by the FAUCES Project (CTM2015-65461-C2-R; MINECO /FEDER).

#### REFERENCES

- Ausín, B., Hernández-Almeida, I., Flores, J.A., Sierro, F.J., Grosjean, M., Francés, G., Alonso, B. Development of coccolithophore-based transfer functions in the western Mediterranean sea: a sea surface salinity reconstruction for the last 15.5 kyr. (2015). *Climate of the Past*, 11, 1635-1651.
- Bianchi, G.G., Vautraver, M., Shackleton, N.J. (2001). Deep flow variability under apparentely stable North Atlantic sea water production during the last interglacial of the subtropical NW Atlantic. *Paleoceanography*, 16 (3), 306-316.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Shackleton, N. (1999). Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in the Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography*, 14 (6), 698-705.
- Colmenero, E., Flores, J.A., Sierro, F.J., Barcena, M.A., Löwemark, L., Schöfeld, Grimalt, J.O. (2004). Ocean Surface water response to short-term climate changes revealed by coccolithopheres from the Gulf of Cadiz and

Alboran Sea. Palaeog. Palaeoclimat. Palaecol, 205, 317-336.

- Ercilla, G., Juan, C., Hernández-Molina, F.J., Bruno, M., Estrada, F., Alonso, B., Casas, D., Farran, M., Llave, E., García, M., Vázquez, J.T., D' Acremont, E., Gorini, Ch., Palomino, D., Valencia, J., El Moumni, B., Ammar, A. (2016). Significance of bottom currents in deep-sea morphodynamics: an example from the Alboran Sea. *Marine Geology*, 378, 157-170.
- Frigola, J., Moreno, A., Cacho, I., Canals, I., Sierro, F.J., Flores, J.A., Grimalt, J.O. (2007). Evidence of abrupt changes in western Mediterranean Deep water circulations during the last 50 kyr: a high-resolution marine record from the Balearic Sea. *Quaternary International*, 181, 88-104.
- Jiménez-Espejo, F.J., Martínez-Ruiz, F., Sakamoto, T., lijima, K., Gállego-Torres, D., Harada, N. (2007). Paleoenvironmental changes in the western Mediterranean since the last glacial máximum: high resolution mutiproxy record from the Algero-Balearic basin. Palaeog. Palaeoclimat. Palaecol, 246, 292-306.
- Juan, C., Ercilla, G., Hernández-Molina, F.J., Estrada, F., Alonso, B., Casas, D., García, M., Farran, M., Llave, E., Palomino, D., Vázquez. J., Medialdea, T., Gorini C., D' Acremont, E., El Moumni, B., Ammar, A. (2016). Seismic evidence of current-controlled sedimentation in the Alboran Sea during the Pliocene and Quaternary: palaeoceanographic implications. *Marine Geology*, 378, 292-311.
- Martrat, B., Grimalt, J.O., López-Martínez, C., Cacho, I., Sierro, F.J., Flores, A., Zahn, R., Canals, M., Curtis, J., Hodell, D. (2005). Abrupt temperature changes in the western Mediterranean over the past 250,000 years. *Science*, 306, 1762-1765.
- McCave, I.N., Hall, I.R. (2000). Size sorting in marine muds: processes, pitfalls, and prospects for paleoflow-speed proxies. *Geoch. Geophy. Geosystem*, 7 (10), 1-37.
- McCave, I.N., Thornallye, D.J.R., Hall, I.R. (2017). Relation of sortable silt grain size to deep-sea current speeds: calibration of the "Mud Current Meter". *Deep-Sea Research Part I*, 127, 1-12.
- Moreno, A., Cacho, I., Canals. M., Grimalt, J.O., Sánchez-Vidal, A. (2004). Millennial-scale variability in the productivity signal from the Alboran Sea record, western Mediterranean Sea. *Palaeog. Palaeoclimat. Palaeocol*, 211, 2005-219.
- Rodríquez-Gámiz, M., Martínez-Ruiz, F., Jiménez-Espejo, F.J., Gállego-Torres, D., Nieto-Moreno, V., Romero, O., Ariztegui, D. (2011). Impact of climate variability in the western Mediterranean during the last 20,000 years: oceanic and atmospheric responses. *Quaternary Sc. Rev*, 30, 2018-2014.
- Spooner, P.T., Thornalley, D.J.R., Ellis, P. (2018). Grain size constraints on glacial circulation. *Paleocean. Paleoclimatol*, 33, 21-30.
- Stow, D.A.V., Faugères J.C, Gonthier, A., Cremer, M., Llave, E., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Díaz-Del-Río, V. (2002). Faro-Albufeira drift complex, northern of Cadiz. En: Deep-Water Contourite Systems: Moderns Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics. Geol. Soc. London, Memoirs (Stow, D.A.W. et al., Eds.), 22, 137-154.
- Vargas-Yáñez, M., Plaza, F., García-La Fuente, Sarhan, T., Vargas, J.M. Vélez-Belchi, P. (2002). About the seasonal variability of the Alboran sea circulation. *J. Marine Systems*, 35, 229-248.



# RECENT RAPID CLIMATE CHANGES AND ALPINE LAKE DEPOSITIONAL DYNAMICS IN THE CENTRAL AND EASTERN PYRENEES



A. Vicente de Vera<sup>(1)</sup>, M. Galofre<sup>(2)</sup>, O. Sociats<sup>(3)</sup>, M. Felip<sup>(3)</sup>, P. González Sampériz<sup>(1)</sup>, A. Moreno<sup>(1)</sup>, G. Gil Romera<sup>(1)</sup>, M.P. Mata<sup>(4)</sup>, B. Oliva<sup>(5)</sup>, J.P. Corella<sup>(6)</sup>, R. Copons<sup>(7)</sup>, B. Valero Garcés<sup>(1)</sup>

- (1) Pyrenean Institute of Ecology, CSIC, Avda Montañana 1005, 50059 Zaragoza, Spain, a.vicentevera@csic.es
- (2) Department of GeologyUniversitat Autònoma de Barcelona, Spain
- (3) Departament BEECA, Universitat de Barcelona, Diagonal, 643, Barcelona 08028, Spain
- (4) Instituto Geológico y Minero de España, Madrid
- (5) Universidad Autónoma de Madrid, España
- (6) Universite Grenoble Alpes, CNRS, IRD, Grenoble INP, IGE, 38000 Grenoble, France
- (7) Centre d'Estudis de la Neu i de la Muntanya d'Andorra (Institut d'Estudis Andorrans), Andorra

**Resumen (Cambios climáticos rápidos recientes y dinámica sedimentaria en lagos alpinos de los Pirineos centrales y orientales):** Hemos investigado la respuesta de cuatro lagos alpinos del Pirineo central y oriental (Marboré, Ordiceto, Cregüeña y Montmalús) a los cambios climáticos rápidos durante los últimos dos milenios utilizando sondeos cortos datados con <sup>210</sup>Pb, <sup>137</sup>Cs y <sup>14</sup>C y análisis sedimentológicos y geoquímicos. Durante los periodos fríos - Antigüedad tardía (siglos V y VIII) y Pequeña Edad de Hielo (siglo XV a mitad del XIX) - aumentó el aporte de sedimentos y descendió la productividad. Los cambios durante los periodos cálidos (Ibero-Romano y Anomalía Climática Medieval) presentan mayor variabilidad regional. La deposición de plomo se incrementó durante la época romana, medieval y tras la revolución industrial. Las tasas de cambio ambiental durante estos periodos son comparable a la de otros periodos de cambios rápidos durante el Holoceno.

Palabras clave: cambio climático, Holoceno, Pirineos, Iago, Pb. Key words: climate change, Holocene, Pyrenees, Iake, Pb.

#### INTRODUCTION

In the current context of global change, there is an urgent need to understand the rates of response of vulnerable environments to rapid shifts of the Earth climate system. A number of records in the Iberian Peninsula have identified several climate phases and transitions during the last two millennia that occurred at centennial to decadal time scales: the Iberian - Roman Humid Period (IRHP: 500 BCE - 400 CE), the Late Antique Little Ice Age (Antique LIA: 536 - 660 CE), the Medieval Climate Anomaly (MCA: 900 - 1300 CE), the Little Ice Age (LIA: 1300 – 1850 CE) and the Recent Global warming in the 20<sup>th</sup> century (Giralt et al., 2017). Because of the rate of change, these transitions could qualify as "rapid" as those occurred during the Holocene. The Great Acceleration (Steffen et al., 2015) since the 1950s caused by the exponential impact of human activities at a planetary scale could also serve as an analog of rapid environmental change.

High mountain lakes are unique sites to test how the climate signal is transferred to the watersheds and lakes and recorded in the sediments during periods of rapid climate and environmental changes (Catalán et al., 2013). In order to understand recent past global changes in the Central Pyrenees, we present results from four sites: Marboré, Urdiceto, Cregüeña and Montmalús lakes. We investigated the depositional dynamics during the last 2 millennia applying sedimentological, geochemical and physical techniques to short sediment cores to reconstruct changes in sediment delivery, bioproductivity and heavy metal deposition and compare with the known climate and anthropogenic changes in the region.

The four lakes are located in the Central Pyrenees at high altitude (Fig.1). Marboré's watershed is calcareous, Urdiceto, is located in granitic and sedimentary formations while Cregüeña and Montmalús are emplaced in a granitic substrate. Details of each lake's watershed, climate, vegetation, hydrology and limnology can be found at Oliva-Urcia et al (2017), Vicente de Vera (2017), Galofre (2019) and Sociats (2018).

#### **METHODOLOGY**

Short cores were retrieved with a gravity UWITEC corer, split in two halves, imaged with a resolution of 50 microns (pixel size) with a Geotek Multi-Sensor Core Logger (MSCL). Magnetic susceptibility (MS) was measured in archive halves using the Bartington point sensor. Cores were described according to macroscopic observations, including color, texture, lithology and presence of macro organic fragments. The macroscopic description was completed with the observation of smear slides following Schnurrenberger et al (2003) and the TMI tools (https://tmi.laccore.umn.edu/).

Selected cores were sub-sampled every 1 cm for Total Sulfur (TS), Total Carbon (TC), Total Inorganic Carbon (TIC) and Total Organic Carbon (TOC) analyses and measured using a LECO SC144 DR analyzer An AVAATECH X-Ray Fluorescence II core scanner was used to obtain X-Ray Fluorescence (XRF) logs at 1 mm resolution at the University of Barcelona (UB, Spain). Selected element ratios have been used to describe productivity (Br/Ti), sediment input from the

#### STUDY SITES





Fig. 1: Location of the studied lakes in the Pyrenees.

watershed (Al/Ti) and heavy metal deposition (Pb/Ti) (Boës et al., 2011).

Age models were obtained using <sup>210</sup>Pb-<sup>137</sup>Cs techniques performed at St. Croix Watershed Research Station (Minnesota, USA) using gamma ray spectrometry and AMS <sup>14</sup>C dating.

# RESULTS

In Marboré, finely laminated facies were deposited during the last two millennia and the occurrence of small TIC peaks to periods of increased seasonal differences, broadly synchronous with the Medieval Climate Anomaly (MCA, AD 900–1300). Higher silicate content and absence of TIC peaks characterized deposition in Marboré Lake during the last 400 years. Recent sediments show several carbonate-bearing peaks and an increase in Ca and magnetite content, while vegetation composition shows intensification of human activities (Oliva-Urcia et al., 2018; Leunda et al. 2017).

In Urdiceto, fine-grained facies deposited during the last thousand years, and during the colder LIA the sediment input was higher than during warmer periods (Medieval Climate Anomaly and industrial revolution). This sedimentary dynamics could be conditioned by the higher occurrence of flood events during these periods or by relatively lower lake levels. Heavy metal deposition is recorded since the end of the 19<sup>th</sup> century as high Pb values (Fig. 2). The construction of a dam in the 1930s caused the largest change in the sequence, with deposition of finer, more organic-rich facies.

The Cregüeña sequence shows periods with higher productivity during warmer phases (Late Roman Period, some phases during the LIA 1500 – 1600 and in the late 20th century) and higher sediment input during periods of increased glacial activity (LIA and Late Antique LIA).

Human activity is also reflected by the higher Pb content during Roman times, after the 16<sup>th</sup> century and since the Industrial Revolution (Fig. 2).

In Montmalús, the Si/Ti and Ca/Ti ratios are indicative of higher mineral fraction input in lake at around 1200-1350 CE and 1780-1850 CE, and lower input during 1450-1750 CE. Periods with more frequent events of high energy flows occurred around 1570-1600, 1730-1850 and 1960-1980. During the 1860 -1900 and 900-1500 periods the clastic input shows a higher contribution of the fine sediment fraction, indicative of low energy flows (Galofré, M., 2019). Periods with high TOC values, and therefore enhanced productivity, occur between the years -70 and 250 CE, 1480 to 1760 interval, and since 1880 CE. On the other hand, periods of low TOC occur between 1340 and 1450, and also between 1780 and 1840 (Fig. 2.)

# DISCUSSION

The sediment inflow in a high mountain lake reflects erosion and transport of material from the watershed and it is directly related with precipitation, the seasonal dynamics of ice and snow and the watershed features. In general, more humid periods are related to enhanced surface runoff, and therefore a greater transport of detrital elements to the lake of relatively coarser size. Conversely, periods of greater aridity would be marked by a decrease of the sediment transfer to the lake. Organic accumulation in high mountain lakes is limited by the low vegetation and soil cover in their watersheds and by the low productivity. In-lake productivity strongly depends on seasonality, because of the occurrence of ice-covered and ice-free periods.

Most organic matter accumulated in the lakes has been produced in the lake themselves. Hence, changes in the TOC and Br/Ti reflect productivity changes in the lake, due to either the availability of nutrients or due to variations in the productive icefree period.





Fig 2: Selected proxies for bioproductivity (TOC in %, Br/Ti), heavy metal deposition (Pb/Ti) and sediment input (Al/Ti) for Marboré, Cregüeña, Urdiceto and Montmalús sequences during the last 2000 years. Time scale in years Common Era (C.E.). Climate phases defined according to Giralt et al (2017).

All four lakes show clear changes associated to sediment delivery and bioproductivity during the cold climatic phases - LIA and Late Antiquity LIA- and also during the recent global warming. Changes during warmer periods (as the MCA and the IRHP) are not so prevalent in all records. The different timing and intensity of the reconstructed changes may reflect the regional variability caused by local responses of the watersheds and lakes to climate parameters.

Heavy metal deposition – and particularly Pb - in highaltitude sites is related with atmospheric input due to mining and metallurgy, as has been observed in other studies (Camarero et al,1998; Corella et al., 2018). Local, regional and even global Pb sources are likely for central Pyrenees lakes. In Marboré and Cregüeña, two major Pb peaks occurred, one during Roman times and another during the last centuries, with a first peak in the 16<sup>th</sup> century and other peaks during the mid nineteenth and mid twentieth centuries. Urdiceto only shows an increase after the early industrial revolution (18<sup>th</sup> century), but the record only spans 1000 years.

The local source for the central Aragonese Pyrenees including the Marboré, Urdiceto and Cregüeña sites could be the Parzán mines, located only 16 km from Bielsa and exploited for iron, silver and lead since Medieval times, with an exploitation peak in the 16h century and a decline in the mid 20<sup>th</sup> century (Mata et al. 2013; Corella et al., 2018). No Roman exploitation and/or smelting activities have been clearly documented in the central Pyrenees thus far, so a regional or global origin is invoked for this period.

Further east, in Montmalús there is no evidence of Roman lead deposition and the main peak occurred during medieval times (1000 – 1500 CE) and after the Industrial Revolution. Recent lead enrichment (mid 20th century) and decline (late 20<sup>th</sup> century) reflect the use of leaded gasoline.

# CONCLUSIONS

The results show large changes in lacustrine dynamics particularly during the Late Antique LIA and and Little Ice Age and since the beginning of the Industrial Era.

These changes are coherent with those identified in other lakes in the Pyrenees, but the timing and intensity show a regional variability. Geographic location, geological and hydrological features of the watersheds and limnological parameters (depth, bathymetry, thermal regime) may be responsible for the varied response of the lakes to similar regional climate forcing. In addition, anomalous lead values in the sediment are identified during the Roman Period, the Middle Ages, and also since the Great Acceleration due to global and regional anthropic impact. The rates of environmental change identified during these periods in the Pyrenean high altitude lakes are comparable – or even higher – than those reconstructed for Holocene rapid change periods.

Acknowledgements: Funding was provided by the project "Red de observatorios de ecosistemas sensibles (lagos, turberas) al cambio climático en el Pirineo" (REPLIM, EFA 056/15) through the European Regional Development Fund and the Interreg-Program POCTEFA 2014-2020 and by the MEDLANT project (CGL2016-76215-R) from the Spanish Government. We dedicate this contribution to Carlos Sancho Marcén, a friend and colleague who taught us, with passion, how to unravel the secrets of the mountains.

# REFERENCES

Boës, X., Rydberg, J., Martinez-Cortizas, A., Bindler, R., Renberg. L. 2011. Evaluation of conservative lithogenic



elements (Ti, Zr, Al, and Rb) to study anthropogenic element enrichments in lake sediments. Journal of Paleolimnology, 46, 75 -87.

- Catalan, J., Pla-Rabés, S., Wolfe, A. P., Smol, J. P., Ruhland, K. M., Anderson, N. J., Camarero, L. (2013). Global change revealed by palaeolimnological records from remote lakes: a review. Journal of Paleolimnology, 49(3), 513-535.
- Camarero, L., Masqué, P., Devos, W., Ani-Ragolta, I., Catalan, J., Moor, H.C., Pla, S., Sanchez-Cabeza, J.A. (1998). Historical variations in lead fluxes in the Pyrenees (Northeast Spain) from a dated lake sediment core. Water, Air, Soil Pollution, 105, 439-449.
- Corella, J., Saiz-Lopez, A., Sierra, M., Mata, M., Millán, R., Morellón, M., Cuevas, C., Moreno, A., Valero-Garcés, B., (2018). Trace metal enrichment during the Industrial Period recorded across an altitudinal transect in the Southern Central Pyrenees. Science of the Total Environment, 645, 761–772.
- Galofré, M., (2019). Climate and environmental reconstruction based on multiproxy analyses from Montmalús Lake (Andorra). Trabajo final de grado, Universitat Autònoma de Barcelona, Barcelona (España), 28 pp.
- Giralt, S., Moreno, A., Cacho, I., Valero Garcés, B., (2017). A comprehensive overview of the last 2,000 years Iberian Peninsula climate history. CLIVAR Exchanges, 73, 5-10.
- Leunda, M., González-Sampériz, P., Gil-Romera, G., Aranbarri, J., Moreno, A., Oliva-Urcia, B., Valero-Garcés, B. (2017). The Late-Glacial and Holocene Marboré Lake

sequence (2612 m asl, Central Pyrenees, Spain): testing high altitude sites sensitivity to millennial scale vegetation and climate variability. Global and Planetary Change, 157, 214-231.

- Oliva-Urcia, B., HORDA Group. (2018). Last deglaciation and Holocene environmental change at high altitude in the Pyrenees: the geochemical and paleomagnetic record from Marboré Lake (N Spain). Journal of Paleolimnology, 59, 349-371.
- Schnurrenberger, D., Russell, J., Kelts, K. (2003). Classification of lacustrine sediments based on sedimentary components. Journal of Paleolimnology, 29(2), 141-154.
- Sociats, O., (2018). Reconstrucción de la dinámica sedimentaria y productividad del Ibón de Creguena en los últimos 2000 años. Efectos del clima y la actividad humana. Trabajo fin de Máster, Universitat de Barcelona, Barcelona (España), 32 pp.
- Steffen, W., Broadgate, W., Deutsch, L., Gaffney, O., Ludwig, C. (2015). The trajectory of the Anthropocene: The Great Acceleration. Anthropocene Review, 2, 81-98.
- Vicente de Vera, A. (2017). Respuesta sedimentaria en un lago de alta montaña ante el impacto climático y antrópico: el lago de Urdiceto (Huesca). Trabajo fin de Máster, Universidad de Zaragoza, Zaragoza (España), 40 pp.



# UN POCO DEL CUATERNARIO EN EL HIELO PROFUNDO DE LA ANTÁRTIDA



G. Morcillo <sup>(1)</sup>, S.H. Faria <sup>(1, 2)</sup>

(1) BC3 Basque Centre for Climate Change, Leioa, <u>gvmorcillojuliani@telefonica.net</u> (2) IKERBASQUE, Basque Foundation for Science, Bilbao, <u>sh.faria@bc3research.org</u>

Abstract: A bit of Quaternary in the deep ice of Antarctica: Research in the large ice masses of the polar caps has undergone an enormous development during the last sixty years. Among the many recent achievements are the development of digital image recording and analysis and their relation to the systematic study of ice cores. One of these image records, the EDML LS visual stratigraphy record, is the subject of our current study. This work combines stratigraphic image processing and analysis with the continuous flow analysis of atmospheric dust. Thereby we have obtain a holistic picture, on multiple scales, of the structure of ice masses, which can be related to climate change of the last 150,000 years.

**Palabras clave:** Cuaternario, sondeos hielo profundo, EDML, estratigrafía visual. *Key words:* Quaternary, deep ice cores, *EDML, visual stratigraphy.* 

# INTRODUCCIÓN

Los grandes avances en la tecnología de sondeos han dado un gran impulso a los estudios glaciológicos. Se han podido realizar perforaciones de más de tres mil metros de profundidad en los casquetes polares, que han proporcionado muestras de hasta 800.000 años de antigüedad.

Muchas de las muestras obtenidas en cada programa de sondeos son analizadas con diferentes métodos durante años. La investigación que ahora presentamos trata precisamente del análisis de muestras que se extrajeron hace más de quince años. Pertenecen al testigo de hielo EDML, extraído en la región de Dronning Maud Land (DML), en la porción atlántica de la meseta continental de la Antártida, dentro del proyecto EPICA (European Project for Ice-Coring in Antarctica).

# **OBJETIVOS**

Si bien se han realizado estudios extensos sobre la estructura cristalina del hielo profundo (Faria et al., 2018), o sobre la química y distribución de las burbujas de aire en el hielo (Ueltzhöffer et al., 2010), uno de los trabajos que todavía no habían sido completados era la estratigrafía óptica ("visual"), en gran escala, del testigo EDML.

Ahora, por medio de este trabajo, pretendemos continuar y complementar las líneas de investigación anteriores.

# METODOLOGÍA

La base de este estudio es el registro fotográfico del testigo EDML (Faria et al., 2018). Este registro está formado por una secuencia continua de imágenes digitales de alta resolución. La filmación fue realizada en formato de grises por medio de un escáner de línea, en el laboratorio frio del Instituto Alfred Wegener (AWI) en Bremerhaven, Alemania. Este registro también es conocido como EDML LS visual stratigraphy record", o simplemente "EDML LS images".

Como herramienta básica del trabajo hemos utilizado el software *ImageJ* (NIH, 1987-2019). Una herramienta que ha demostrado gran versatilidad y nos ha permitido evaluar distintas características de las imágenes.



Fig.1: El hielo glaciar está constituido por muchas capas de nieve superpuestas y compactadas. Las capas más densas se aprecian a simple vista como tenues bandas opacas. Casi todas las muestras que vemos en la figura son transparentes, pero al iluminarlas con luz oblicua sobre fondo oscuro se hacen visibles muchas finas bandas. En la imagen podemos comparar varias muestras EDML LS de diferentes profundidades. El valor medio de intensidad de cada muestra está representado por las barras azules.

De esta forma hemos podido realizar un muestreado muy preciso de intensidad de gris a lo largo de todo el testigo. Ese parámetro es la base de todas medidas y representa la intensidad de un haz de luz tras atravesar una muestra de hielo.

Este mismo método ya había sido utilizado con éxito por Svensson et al., (2005) para el análisis visual de testigos de hielo de Groenlandia.



Dado el carácter fundamentalmente visual de este estudio hemos dividido la muestra en dos grandes partes; la zona de hielo poroso, en profundidades desde 450 hasta 1200m, que contiene numerosas burbujas de aire aprisionadas, y la zona de hielo compacto o profundo, desde 1200 hasta 2774m, donde las burbujas han desaparecido al transformarse en clatrato hidratos (Faria et al., 2018).

En este trabajo también hemos utilizado los datos de concentración de partículas atmosféricas insolubles (Ruth et al., 2008), que ha resultado ser una referencia imprescindible. Por último la cronología del testigo EDML (Ruth et al., 2007) permite ubicar todos los datos en su contexto temporal.

Estos datos forman parte del registro de análisis de flujo continuo -CFA- del testigo.

#### RESULTADOS

La región superior del testigo (hasta ≈1200m) está caracterizada por la presencia de burbujas. La fuerte señal de intensidad que emiten nos impide comparar directamente el hielo compacto con el poroso.

Para evitar este problema hemos enfocado el análisis comparando tres distintos parámetros; la concentración de burbujas, la intensidad de gris y la concentración de partículas atmosféricas insolubles.



Fig. 2: Gráficas del testigo EDML, en unidades arbitrarias. La gráfica de intensidad de gris (gráfica azul) muestra una tendencia decreciente, entre 450 y 1250 m, que se debe a la disminución del tamaño de las burbujas a medida que aumenta la presión hidrostática. embargo, vemos Sin que la concentración de burbujas (gráfica verde) aumenta con el incremento de la concentración de polvo atmosférico (gráfica rojo oscuro). Entre los 1100 y 1200 m de profundidad las burbujas desaparecen totalmente. A partir de ese punto el valor general de intensidad es proporcional a la concentración de impurezas del hielo. Los picos de la gráfica de polvo atmosférico señalan los puntos de inflexión de los movimientos astronómicos de la Tierra respecto al Sol (ej. ciclos de Milankovitch).

Estas tres gráficas nos permiten conocer, a grandes rasgos, la estructura interna del hielo poroso, de forma que podemos predecir su evolución futura.

En la escala de las gráficas de la Fig.2 los periodos representados son de miles de años. Pero cuando

analizamos el testigo en pequeña escala, de 1mm a 1m (Fig.3), vemos ciclos cortos, cuyos periodos pueden ser de un año hasta decenas de años.

Para la mayoría de los testigos de hielo analizados el patrón anual de precipitación se ha verificado por medio del registro del análisis de flujo continuo, que permite identificar las señales químicas típicas de cada estación del año.

Sin embargo, en este trabajo nos hemos basado solo en datos puntuales del registro EDML (CFA). Pero por medio de estas pocas muestras hemos podido establecer un criterio para reconocer visualmente algunos, pero importantes, patrones anuales.

Los trabajos de Svensson et al., (2005), Winstrup et al., (2012), así como los registros meteorológicos antárticos actuales (Sheridan et al., 2016), nos dicen que el patrón visual que debemos buscar se tiene que asemejar a lo que vemos en la Fig.3.

De esta forma veremos que puede haber variaciones anuales en la precipitación ≥50%, que serán proporcionales a la distancia entre picos, o valles, consecutivos.



Fig.3. Identificación de los ciclos anuales más probables en el segmento 1349,12 a 1349,21m de profundidad. Los picos de intensidad en la gráfica corresponderán a una mayor concentración de polvo atmosférico (Eichler et al., 2017). Los valles, por el contrario, contienen muchas menos impurezas y se caracterizan por su baja conductividad eléctrica (Svensson et al., 2005). Pueden verse atravesados por finas bandas blanquecinas, que aparecen en la gráfica como pequeños aumentos de intensidad. Deben corresponder a intrusiones de borrascas en la celda polar.

# **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

El análisis visual del testigo EDML nos da una visión sintética de las variaciones en las condiciones climáticas durante los últimos 150.000 años.

La gráfica de intensidad de gris del testigo EDML está caracterizada por una sucesión de picos y valles que, tanto visual como analíticamente, corresponden a una función de onda.

Los picos a su vez están relacionados con una mayor deposición de polvo ligada a la precipitación.



Esto tiene un fuerte significado en relación a la circulación general de la atmósfera y el clima global.

En este testigo también han sido localizadas zonas donde se dan fenómenos de deformación plástica del hielo, inclinación y pliegues en los estratos, etc. Algunos de estos fenómenos han sido relacionados con alteraciones en las características físicas del hielo, por efectos combinados de presión y temperatura, así como su composición química.

No obstante muchas incógnitas están aún a la espera de una explicación y quizá un día aportarán algo más de luz a la comprensión del clima terrestre.

Agradecimientos: SHF reconoce el apoyo financiero del programa Ramón y Cajal RYC-2012-12167 del Ministerio de Economía, Industria y Competitividad de España. Este trabajo es una contribución al Eurpoean Project for Ice Coring in Antarctica (EPICA), un programa científico conjunto de la European Science Foundation y Comisión Europea, financiado por la UE y por contribuciones nacionales de Bélgica, Dinamarca, Francia. Alemania, Italia, los Países Bajos, Noruega, Suecia, Suiza y el Reino Unido. El apoyo logístico principal fue proporcionado por IPEV y PNRA (en Dome C) y AWI (en Dronning Maud Land - DML).

#### REFERENCIAS

Faria,S.H.; Kipfsthul,S.; Lambrecht, A. (2018). The EPICA-DML Deep Ice Core: A Visual Record. *Springer*. ImageJ. (1987-2019).IJ is an <u>open source</u> image processing program developed by *National Institutes of Health*.

- Ruth, U; Barbante, C; Bigler, M; Delmonte, B; Fischer, H; Gabrielli, P; Gaspari, V; Kaufmann, P; Lambert, F; Maggi, V; Marino, F; Petit, J-R; Udisti, R; Wagenbach, D; Wegner, A; Wolff, E. (2008). Aeolian dust and chemistry records from the EDML and EDC ice cores. *PANGAEA*.
- Ruth, U.; Barnola, J.M.; Beer, J.; Bigler, M.; Blunier, T.;
  Castellano, E.; Fischer, H.; Fundel, F.; Huybrechts,
  P.; Kaufmann, P.; Kipfstuhl, S.; Lambrecht, A.;
  Morganti, A.; Parrenin, F.; Rybak, O.; Severi, M.;
  Udisti, R.; Wilhelms, F.; Wolff, E. (2007). EDML1: A
  chronology for the EDML ice core, Antarctica, over the
  last 150,000 years, Climate of the Past.
- Sheridan, P.; Andrews, E.; Schmeisser, L.; Vasel, B.; Ogren, J. (2016). Aerosol Measurements at South Pole. Climatology and Impact of Local Contamination / Aerosol and Air Quality Research, 16: 855–872,.
- Svensson, A.; Nielsen, S.W.; Kipfstuhl, S.; Johnsen, S.J.; Steffensen, P.; Bigler, M.; Ruth,U.; Röthlisberger, R. (2005). Visual stratigraphy of the North Greenland Ice Core Project (NorthGRIP) ice core during the last glacial period. J. Geophys. Res., 110, D02108, doi: 10.1029/2004JD005134.
- Ueltzhöffer, K.; Bendel, V.; Freitag, J.; Kipfstuhl, S.;
  Wagenbach, D.; Faria, S.H.; Garbe, C. (2010).
  Distribution of air bubbles in the EDML and EDC (Antarctica) ice cores, using a new method of automatic image analysis. *Journal of Glaciology*, Vol. 56, No. 196.
- Winstrup,M; Svensson, A; Rasmussen, S; Winther, O.; Steig, E.; Axelrod, A. (2012). An automated approach for annual layer counting in ice cores. *Clim. Past*, 8, 1881–1895.



# ENVIRONMENTAL EVOLUTION SINCE THE LAST GLACIATION IN THE UPPER GARONNE VALLEY (CENTRAL PYRENEES)



M. Fernandes<sup>(1)</sup>, M. Oliva<sup>(2)</sup>, G. Vieira<sup>(1)</sup>

(1) CEG-IGOT, Universidade de Lisboa. Rua Branca Edmée 1600 – 276 Lisboa. <u>marcelo.fernandes@campus.ul.pt</u>
 (2) Departamento de Geografía, Universitat de Barcelona. Carrer de Montalegre, 6-8, 08001 Barcelona.

**Resumen (Evolución ambiental desde la Última Glaciación en la cabecera del rio Garona, Pirineo Central)**: Este trabajo examina la evolución ambiental desde la Última Glaciación en la cabecera del rio Garona, analizando las diferentes fases de retroceso glaciar, así como la dinámica post-glaciar posterior. Para reconstruir el comportamiento glaciar pasado se ha realizado una cartografía de los sistemas morrénicos existentes en el valle, combinada con un modelo de distribución de los paleoglaciares y de sus respectivas Líneas de Equilibrio Glaciar. Hasta cuatro secuencias morrénicas correspondientes a cuatro fases glaciares distintas se identificaron desde el complejo morrénico terminal emplazado a 88 km de cabecera. La evolución post-glaciar ha venido dominada por la dinámica periglaciar en las partes más elevadas y una relativa estabilidad geomorfológica en los fondos de valle.

**Palabras clave:** Pirineo Central; Última Glaciación; paleoglaciares; procesos periglaciares. *Key words*: *Central Pyrenees; Last Glaciation; paleoglaciers; periglacial processes.* 

# INTRODUCTION

Our current understanding of the spatio-temporal patterns of glaciation in the Pyrenees has substantially improved over the last years, although the chronology of the Maximum Ice Extent (MIE) is still under debate. In addition, post-glacial environmental evolution during the deglaciation period is still relatively unknown, namely what regards to periglacial dynamics.

The geomorphological setting of the formerly glaciated Upper Garonne valley has been studied since the middle 20<sup>th</sup> century, with the first works focusing on the French territory, in Loures-Barousse-Barbazan basin (*e.g.* Goron, 1941; Taillefer, 1954; Hubschman, 1975), and later in the Spanish side, in the Aran valley (*e.g.* Martí-Soler, 1988; Bordonau, 1992). Those studies described geomorphic evidence of past glaciations but did not provide a detailed spatial analysis of the different glacial phases that shaped the present-day landscape in the area. Aiming to fill this gap, we will examine the following specific issues:

- 1) Geomorphological mapping of glacial and post-glacial landforms and deposits.
- 2) Inference of glacial phases and post-glacial environmental dynamics.
- Modelling of paleoglaciers and calculation of Equilibrium Line Altitude (ELA) based on the distribution of the different moraine systems.

# STUDY AREA

The upper Garonne valley is located at latitude 42-43° N and longitude 0-1° E on the northern slope of the Pyrenees range. Until the terminal moraine system, the catchment extends over 1260 km<sup>2</sup>, with the Garonne draining northwestwards towards the Bay of Biscay. The highest parts of the Garonne valley correspond to the administrative district of Aran valley (Spain). The headwaters of the U-shaped Aran valley include several tributaries carved by glacial processes, of which the geomorphology of Ruda and Beret valleys are examined in detail in this research. The highest peaks are located in the central axis of the Pyrenean range and exceed 2700-2800 m asl (Saboredo, 2829 m). The lowest part of our study area is located at 500 m in the Loures-Barousse-Barbazan basin (France) (Fig. 1).



Fig. 1: (a) Location of the Upper Garonne valley within the Pyrenees, and (b) distribution of the different moraine systems formed during each phase.

The highest parts of the Aran valley, namely the SE valleys (Ruda, Aiguamòg, Valarties) are composed of plutonic rocks, mainly granites, whereas its central part (Unhòla, Toran, Varradòs, Joeu and Nere valleys) are made of sedimentary rocks, mostly detrital (lutites, conglomerates and sandstones) but also carbonated rocks (limestones). In the contact between carbonated and detrital rocks there are some metamorphic rocks, such as slates. Downvalleys, limestones form the small hills surrounding the Quaternary infill of the Loures-Barousse-Barbazan basin.



The climate of the Pyrenees is strongly determined by the influence of both the Atlantic Ocean and the Mediterranean Sea. In our study area, precipitation is abundant and evenly distributed throughout the year, with 900 mm at Vielha (980 m) and 1232 mm at Port de la Bonaigua (2266 m). Mean annual air temperatures (MAAT) at Vielha are 9.6° and at Port de la Bonaigua the MAAT is 2.7°C. Assuming an air temperature lapse rate in the Central Pyrenees of 0.6 100<sup>-1</sup> m (García-Ruiz et al., 2015), the annual 0°C isotherm in the Aran valley is located at ca. 2720 m.

# METHODOLOGY

The distribution of moraine deposits allows the reconstruction of several glacial phases during the Last Glaciation Maximum and subsequent recession. The geomorphological map was built following the procedures established by Joly (1997) for the different geomorphic features, which were mapped using GIS's software. The vectorization of the Spanish territory was developed based on both orthophotomaps with a spatial resolution of 25 cm and 10 m contours from the ICGC (Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya) as well as on Google Earth Pro 3D imagery. For the French territory, we combined DEM with 30 m resolution, Google Earth Pro 3D imagery and Street View Google Maps imagery. These maps were subsequently validated and complemented by field work observations.

The modelled glacial extent for each glacial phase was carried out using the GIS tool called GlaRe (Pellitero et al., 2016). The ELA for each phase was also calculated using the ELA toolbox developed by Pellitero et al. (2015).

# RESULTS

#### **Glacial phases**

The distribution of the moraine systems in the Upper Garonne valley suggests the existence of four glacial phases (Fig. 2) (Fernandes et al., 2017):

#### Glacial phase 1

In the Loures-Barousse-Barbazan basin, located in the piedmont of the Pyrenees at 88 km from the headwaters, several moraine systems are distributed in its valley floor and surrounding hills. Previous works identified four moraine systems at 450-640 m (e.g. Andrieu et al., 1988; Stange et al., 2014): (1) Lateral moraines encircling the basin with the presence of some dispersed erratic boulders. (2) A series of frontal moraines are located in the external part of the depression forming elongated ridges. (3) Several lateral and frontal moraine ridges are distributed in the internal part of the basin (Fig. 2). (4) Another set of recessional moraines are located upvalleys, at the southernmost part of the basin.

#### Glacial phase 2

At 23 km from the headwaters in Aran valley, between Vielha and Baqueira villages, there is a moraine system including lateral and latero-frontal moraines, erratic boulders and scattered till across the bottom of the valley from 1000 to 1850 m (Fig. 2).

Glacial phase 3

Another set of moraines is located within the high tributaries of Ruda and Beret valleys. These moraine deposits are developed between 2050 and 2200 m at 4.5-2.6 km from the headwaters. Along the Ruda valley floor there are two frontal and latero-frontal moraines and in Beret (Fig. 2) there is a succession of moraine ridges at the exit of Bacivèr valley.



Fig. 2: Examples of moraines developed during each of the four glacial phases detected in the Upper Garonne valley.

#### Glacial phase 4

Several frontal and lateral moraines are preserved above 2300 m inside the glacial cirques at the foot of the main peaks suggesting the existence of glaciers smaller than 2 km-long (Fig. 2).

#### Paleoglacier and paleoELAs reconstruction

The distribution of the different moraine systems can be used to model the thickness and spatial domain of the glacier in each phase. During phase I, the paleoglaciers filled all valleys and plateaus with a maximum thickness of ca. 835 m covering 88 km from the headwaters to the terminal moraine. Only the highest summits were ice-free and functioned as nunataks. During phase 2, glaciers thinned and ice thickness only reached ca. 320 m, with a 23 km-long glacier tongue filling the main valley floor. During phase 3, paleoglacier modelling suggests a maximum thickness of 179 m with a tongue length 2.6 km in Ruda valley and 4.5 km in Beret plateau. The last glacial phase included glaciers confined within the cirques, with ice tongues smaller than 2 km and a maximum ice thickness of 120 m (Table 1).

Based on the distribution of the different moraine systems, we inferred the elevation of the paleoELAs for each phase following the procedures proposed by Pellitero et al. (2015). During the glacial phase 1, glacier accumulation and ablation were balanced at 1532 m. During phase 2, the ELA raised up to 1982 m and it reached 2336 m during phase 3. Finally, during the last glacial phase it raised to 2408 m (Table 1).

#### Post-glacial environmental dynamics

Following the MIE of the Last Glaciation, glacier retreat exposed the land surface in the Upper Garonne valley and favored paraglacial dynamics. Periglacial processes occupied formerly glaciated environments, with evidence of permafrost conditions



Glacial Phase	Moraine elevation (m)	Distance from head (km)	Max. ice thickness (m)	ELA (m)
Phase 1	460-480	88	835	1532
Phase 2	1000-1850	23-12	318	1982
Phase 3	2050-2200	4.5-2.6	179	2336 *
Phase 4	2260-2590	2-0.4	120	2408 *

\*Values referred to Ruda and Beret valleys.

Table 1: Glacial parameters from the four different glacial phases of the Last Glaciation in the Upper Garonne valley.

in some sites as revealed by the presence of rock glaciers and protalus lobes. The lowlands and valley floors were replaced by prevailing geomorphic stability, with soil formation and vegetation colonization.

Nowadays, the landscape of the highest areas includes a wide range of glacial, periglacial, slope, nival and alluvial features generated by past and present-day processes. From 1400-1500 m to 1900 m, the valley floor includes coarse sediments and some fluvial terraces. The slopes of the main valleys are covered by talus debris resulting from paraglacial readjustment: following deglaciation, mechanical weathering freed material on the hills covering it with debris. Since then, these deposits are being remobilized by alluvial and nival processes. Above 2000 m there are several overdeepened basins dammed by moraines built during phase 3 that are now occupied by wetlands and lakes. Next to them, hillsides are affected by slope processes related to intense periglacial dynamics. From 2200 m to the highest peaks, glacial cirques shaped by glacial and periglacial processes include large talus cones and moraines from phase 4. Some cirques also show evidence of past permafrost conditions, as revealed by the occurrence of (mostly inactive) rock glaciers and protalus lobes. At the foot of some talus cones, there are (active) protalus ramparts generated by nival dynamics. In gentle environments above 2300 m, shallow soils developed and are currently affected by solifluction processes.

# DISCUSION AND CONCLUSIONS

Currently, there are no glaciers in the headwaters of the Upper Garonne basin. However, the existence of moraine systems in the catchment allows inferring four glacial phases of advances and stabilizations during the long-term retreat until present-day. This pattern is similar to what has been described in other areas in the Central Pyrenees. Considering the moraine systems position and its relation in other neighbouring valleys (e.g. Ariege valley, Delmas et al., 2011; Gállego valley, Palacios et al., 2015), phase 1 may be associated with the MIE of the Last Glaciation. The different ridges detected in the moraines of the Loures-Barousse-Barbazan basin may be indicative of several periods of glacial advance and stabilization during the Last Glaciation. The moraines stretching between Vielha and

Baqueira towns show evidence of a second glacial period that may have formed during the Older Dryas. The frontal moraine systems distributed across the valley floors of Ruda and Beret valleys are at similar distance of moraine systems generated during the Younger Dryas in other valleys in the Central Pyrenees. Finally, the moraines located inside the glacial cirques may have developed during Holocene cold periods. Following the temperature increase recorded during the Holocene, glacial features are being reshaped by fluvial, alluvial, slopes, nival and periglacial processes.

This tentative correlation comparing glacial evidence in the Upper Garonne valley with that already determined in other valleys in the Central Pyrenees will be complemented with new absolute ages to reconstruct the deglaciation process in this area where little chronological information about past glacial phases exists.

Acknowledgments: This research was supported by FCT, I.P., ZEPHYRUS (Climate Change and Environmental Systems) research group of Center of Geographical Studies of the University of Lisbon and ANTALP (Antarctic, Arctic and Alpine the environments) of the University of Barcelona. This work complements the research topics examined in the PALEOGREEN (CTM2017-87976-P) project of Economy, the Ministry of Industry and Competitiveness, Spain, and the NUNANTAR (02/SAICT/2017 - 32002) project funded by the Fundação para a Ciência e a Tecnologia, Portugal.

# REFERENCIAS

- Andrieu, V., Hubschman, J., Jalut, G., Hérail, G. (1988). Chronologie de la dégladation des Pyrénées françaises. Dynamique de sédimentation et contenu pollinique des paléolacs; application à l'interprétation du retrait glaciaire. In: Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire 25 (2-3), 55-67.
- Bordonau, J., (1992). Els complexos glàcio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus. Phd thesis, University of Barcelona, Barcelona, 294 pp.
- Delmas, M., Calvet, M., Gunnel, Y., Braucher, R., Bourlès, D. (2011). Palaeogeography and <sup>10</sup>Be exposure-age chronology of Middle and Late Pleistocene glacier systems in the northern Pyrenees: implications for reconstructing regional palaeoclimates. *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*, 305, 109-122.
- Fernandes, M., Oliva, M., Palma, P., Ruiz-Fernández J., y Lopes, L. (2017). Glacial stages and post-glacial environmental evolution in the Upper Garonne valley, Central Pyrenees. *Science of the Total Environment*, 584-585, 1282-1299.
- García-Ruiz, J.M., López-Moreno, J.I., Lasanta, T., Vicente Serrano, M., González-Sampériz, P., Valero-Garcés B. L., Sanjuán, Y., Beguería S., Nadal-Romero, E., Lana-Renault, N., Gómez-Villar, G. (2015). Los efectos geoecológicos del cambio global en el pirineo central español: una revisión a distintas escalas espaciales y temporales. *Pirineos*, 170, 1-44.
- Goron, L. (1941). Le rolê des glaciations quaternaires dens modeló des vallées maitresses des pre-pyrénées ariégoises et garonnaises et de leur avant-pays. Phd thesis, University of Toulouse, Toulouse, 460 pp
- Hubschman, J. (1975). La plaine de rivière et le complexe de terrasses et moraines au Sud de Montrejeau. *In: Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 12 (3-4), 192-200.



- Joly, F. (1997). Glossaire de géomorphologie. Base de donnés sémiologiques pour la cartographie. Masson/Armand Colin, Paris, 325 pp.
- Masson/Armand Colin, Paris, 325 pp. Marti-Soler, M. (1988). *Estudi geomorfològic del massis central de la Vall d'Aran (Pirineu Central)*. Bachelor thesis, University of Barcelona, Barcelona, 194 pp.
- Palacios, D., Andrés, N., López-Moreno, J., García-Ruiz, J., (2015). Late Pleistocene deglaciation in the upper Gállego Valley, Central Pyrenees. *Quaternary Research*, 83, 397-414.
- Pellitero, R., Rea, B., Spagnolo, M., Bakke, J., Hughes F, Ivy-Ochs, S., Lukas, S., Ribolini, A. (2015). A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibrium-line altitudes. *Computers & Geosciences*, 82, 55-62.
- Pellitero, R., Rea, R., Spagnol, M., Bakke, J., Ivy-Ochs, S., Frew, R.C., Hughes, P., Ribolini, A., Lukas, S., Renssen, A. (2016). Glare, a GIS tool to reconstruct the 3D surface of palaeoglaciers. *Computers & Geoscience*, 94, 77-85.
- Stange, K.M., Van Balen, R.T., Kasse, C., Vandenberghe, J., Carcaillet, J. (2014). Linking morphology across the glaciofluvial interface: A <sup>10</sup>Be supported chronology of glacier advances and terrace formation in the Garonne River, northern Pyrenees, France. *Geomorphology*, 207, 71-95.
- Taillefer, F. (1954). La terminaison du Glacier de la Garonne au sud de Montréjeau. Actes du 78 ème Congrès des Sociétés savantes, LXVI, Toulouse, 271-282.



# COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DEL ESTRONCIO BIODISPONIBLE EN SUELOS, AGUAS Y PLANTAS DE LA CUENCA DEL EBRO



I. Guede <sup>(1)</sup>, L.A. Ortega <sup>(1)</sup>, M.C. Zuluaga <sup>(1)</sup>, A. Alonso-Olazabal<sup>(1)</sup>, J. Rodríguez<sup>(2)</sup>

(1) Dpto. Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco UPV/EHU. Barrio Sarriena s/n.
 48940, Leioa. iranzulaura.guede@ehu.eus, luis.ortega@ehu.eus, mcruz.zuluaga@ehu.eus, ainhoa.alonso@ehu.eus
 (2) Servicio de Geocronología y Geoquímica Isotópica, SGIker- Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco UPV/EHU. Barrio Sarriena s/n 48940, Leioa. javier.rodrigueza@ehu.eus

Abstract (Isotope composition of bioavailable strontium in soils, waters and plants from the Ebro basin): 36 samples of water, soil, and plants collected in several points of the Ebro river basin were analyzed to determine the isotopic composition of the bioavailable strontium and to obtain the geographical distribution of <sup>87</sup>Sr<sup>β6</sup>Sr ratio. The studied materials show significant differences in the isotopic composition of strontium in some sampling points. In general, bioavailable strontium is conditioned mainly by the regional geology. Water samples show larger isotopic variability than soils and plants related to the geological materials of the catchment area. The low variation in isotope composition of plants and soils could be biased by strontium from atmospheric aerosols.

Palabras clave: estroncio biodisponible, suelo, planta, agua. Key words: bioavailable strontium, soil, plant, water.

# INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas el estudio de la composición isotópica del estroncio se ha convertido en una herramienta muy útil para el estudio de la ecología de animales tanto actuales como del pasado (Radloff et al., 2010; Feranec et al., 2007), migraciones de humanos y animales (Tutken et al., 2011; Hoppe y Koch, 2007; Bentley 2006), en investigaciones de ecosistemas hidrológicos (Shand et al., 2009), ciencias forenses para la identificación de cuerpos no identificados (Rauch et al., 2007), o en la procedencia de productos alimenticios al crecer la demanda de alimentos alimenticios de calidad para evitar fraudes de origen (Tescione et al., 2018; Crittenden et al., 2007; Vinciguerra, et al., 2016). Por tanto, se puede considerar el notable interés que tiene esta herramienta, tanto desde el campo científico como desde una perspectiva económica.

Los estudios anteriores se basan en la existencia de georreferenciados permiten datos aue la construcción de mapas de firmas isotópicas del estroncio biodisponible. El interés de estos estudios queda reflejado en el hecho de que cada vez son más frecuentes los estudios realizados para obtener bases de datos de <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr biodisponible. Cabe destacar algunos ejemplos de estudios realizados en Europa: Frei y Frei (2011) en Dinamarca, Willmes et al. (2014) en Francia. También existen antecedentes en América (Bataille et al. (2014), Israel (Hartman y Richards, 2014) o Japon (Asahara et al. 2006). Pero a nivel peninsular no disponemos a día de hoy una base de datos de firmas de la composición isotópica biodisponible.

En este trabajo se presentan los primeros datos de la composición de <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr en suelos, en plantas y en aguas procedentes de diversos puntos geográficos en la cuenca del Ebro. Estos datos preliminares permitirán obtener una visión de la distribución

geográfica del <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr, y de su fraccionamiento entre los diferentes registros.

# MATERIALES

La zona estudiada es la cuenca del Ebro (Norte de la Península Ibérica). Se eligieron 12 puntos de muestreo y se analizaron un total de 36 muestras: 12 agua superficiales, 12 de suelos y 12 de plantas (Fig. 1).

# METODOLOGÍA

Las aguas de escorrentía han sido recogidas de los márgenes de los ríos. Antes del análisis, las muestras de agua han sido filtradas para eliminar las partículas en suspensión. Para ello se han utilizado filtros de 0.45 um de poro. Se ha analizado una alícuota de 15 mL que se ha transferido a un vial de Teflón (Savillex<sup>™</sup>) y ha sido evaporado en una placa a 80° C durante una noche y después disuelto en 2N HNO<sub>3</sub>.

Para el análisis de plantas se ha calcinado 1 g de muestra a 480° C durante 10 horas. A continuación, se ha disuelto una fracción de 0.1 g con 1 mL de 7N HNO<sub>3</sub> en botes de teflón durante unas 3 horas, después se evaporó hasta sequedad y retomó con 2 mL HNO<sub>3</sub>.

Para el análisis de los suelos se ha pesado 1 g de muestra y se ha lixiviado añadiendo 2.5 mL de 1M nitrato de amonio (NH<sub>4</sub>NO<sub>3</sub>), se ha agitado durante 8 horas para obtener el Sr biodisponible. Después la muestra se ha centrifugado a 3000 rpm durante 15 minutos, y el líquido flotante ha sido extraído (~1 - 2 mL), se ha llevado a sequedad y ha sido disuelto en 2 mL HNO<sub>3</sub>.

Una vez disueltas las muestras se han cargado las soluciones en columnas cromatográficas rellenas con Sr.spec®. (ElChroM industries, Dariel, IL, USA)





Fig. 1: Esquema geológico de la zona de la cuenca del Ebro y la localización de los puntos de muestreo.

para extraer el estroncio. El procedimiento seguido es el descrito por Pin y Bassin (1992). La resina se ha utilizado únicamente una vez y luego se desecha. Los blancos de procedimiento de estroncio son menores de 100 pg y, por lo tanto, proporcionaron una contribución insignificante.

Las muestras se han analizado en un espectrómetro de masas multicolector con fuente de plasma de acoplamiento MC-ICP-MS, Neptune (Thermo), en las Servicios Generales De Investigación (SGIker) de la Universidad del País Vasco UPV/EHU. Las medidas de <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr se han corregido para las interferencias de kriptón y de rubidio y se han normalizado para el sesgo de masa instrumental utilizando la relación <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 8.375209. Los análisis repetidos del estándar internacional NIST SRM-987 han proporcionado un valor de <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.710262 ± 0.000008 (2 $\sigma$ , n = 4). El valor a largo plazo de <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr, determinado durante un período de veintidós meses, ha sido 0.710266 ± 0.000021 (2 $\sigma$ , n = 47).

# RESULTADOS

La composición isotópica del estroncio en suelos, plantas y aguas se presenta en la Tabla 1. Las muestras de agua presentan valores de la relación isotópica <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr que varían entre 0.710635 y 0.707876 con un valor promedio <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.709020  $\pm$  9, las muestras de suelo presentan valores de la relación <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr entre 0.709777 y 0.707816 (promedio <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.708679  $\pm$  6), y las muestras de plantas presentan valores de la relación <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr entre 0.708913 y 0.707884 (promedio <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr =  $0.708446 \pm 3$ ). Las muestras de agua en comparación con las muestras de suelo y de plantas, son las que presentan el mayor intervalo de variación (Fig.2).



Fig. 2: Diagrama de cajas y barras de la relación <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr en muestras de agua, plantas y suelos procedentes de la cuenca del Ebro.

# DISCUSIÓN

La composición isotópica de las muestras estudiadas parece estar condicionada fundamentalmente por el sustrato geológico. En los puntos de muestreo donde los materiales geológicos son homogéneos con escasa variación litológica se puede observar como los tres tipos de materiales analizados (suelos, plantas y aguas) presentan composición isotópica muy similar. Este es el caso de los puntos de muestreo 9004, 9017, 9094, 9099 y 9313.



Muestra	<sup>87</sup> Sr <sup>/86</sup> Sr	Naturaleza
9004P	0.708392 ± 9	Planta
9017P	0.708608 ± 10	Planta
9036P	0.708376 ± 10	Planta
9055P	0.708372 ± 12	Planta
9083P	0.708212 ± 10	Planta
9094P	0.708638 ± 9	Planta
9097P	0.708913 ± 8	Planta
9099P	0.707884 ± 12	Planta
9114P	0.708651 ± 9	Planta
9281P	0.708526 ± 9	Planta
9313P	0.708333 ± 9	Planta
9858P	0.708449 ± 9	Planta
9004S	0.708160 ± 6	Suelo
9017S	0.709054 ± 10	Suelo
9036S	0.708479 ± 8	Suelo
9055S	0.708545 ± 7	Suelo
9083S	0.708324 ± 5	Suelo
9094S	0.708696 ± 8	Suelo
9097S	0.709344 ± 5	Suelo
9099S	0.707816 ± 7	Suelo
9114S	0.709216 ± 7	Suelo
9281S	0.708515 ± 7	Suelo
9313S	0.708218 ± 8	Suelo
9858S	0.709777 ± 7	Suelo
9004	0.708207 ± 8	Agua
9017	0.708978 ± 6	Agua
9036	0.709033 ± 9	Agua
9055	0.708734 ± 5	Agua
9083	0.710310 ± 8	Agua
9094	0.708761 ± 8	Agua
9097	0.708479 ± 6	Agua
9099	0.707876 ± 10	Agua
9114	0.710635 ± 11	Agua
9281	0.708891 ± 8	Agua
9313	0.708091 ± 8	Agua
9858	0.710247 ± 8	Agua

Tabla 1: Valores de  $^{87}{\rm Sr}^{\rm /86}{\rm Sr}$  en plantas, aguas y suelos de la Cuenca del Ebro

Las muestras de agua recogidas sobre materiales recientes (Neógeno-Cuaternario) presentan un estrecho intervalo de variación en la composición isotópica de estroncio, mostrando un intervalo de variación en la relación <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr entre 0.70788 y 0.70876. Sin embargo, las muestras recogidas en localizaciones próximas a las cordilleras montañosas (Precámbrico-Paleozoico) que delimitan la cuenca del Ebro presentan relaciones <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr entre 0.709 y 0.710. En estos puntos de muestreo, los cursos de agua recorren materiales paleozoicos que por su

edad están más enriquecidos en estroncio radiogénico (Voerkelius et al., 2010).

Por el contrario, las muestras de plantas y de suelos formados in situ deben reflejar de forma más directa la composición isotópica de la roca madre del entorno. Tanto las muestras de plantas como de suelos presentan menor intervalo de variación en la relación <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr que las muestras de agua (Fig.2).

Cuando se compara la composición isotópica de los de tres tipos de materiales estudiados en cada punto de muestreo, se observa que las muestras de agua presentan los valores en la relación <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr elevados, mientras que las muestras de plantas son las que presentan los valores menos radiogénicos (Fig. 3). También se puede observar que en varios puntos de muestreo se produce un notable fraccionamiento en la composición isotópica entre el suelo y las plantas.



Fig. 3: Composición isotópica del estroncio en los diferentes materiales estudiados (suelos, plantas y aguas) en cada punto de muestreo.

Como se observa en los resultados la principal fuente del estroncio en suelos y plantas parece provenir proceder de la meteorización de la roca madre que da lugar a los suelos. Sin embargo, son varios los autores que afirman que la principal fuente de estroncio para las plantas procede del Sr atmosférico, ya sea a causa de la lluvia o por aportes de viento (Graustein, 1989; Maurer et al., 2012). Este Sr atmosférico puede ser de origen natural (resuspensión y precipitación de polvo, suelos o sedimentos) o de origen antropogénico (p.e. fertilizantes, partículas contaminantes), que puede ser incorporado por las plantas por las raíces o a través de las hojas (Clauer y Semhi, 2016). Por la falta de más datos no podemos descartar el Sr atmosférico como fuente principal de estroncio.

# CONCLUSIONES

El estudio de diferentes materiales ha permitido poner de manifiesto la dificultad existente a la hora de establecer el origen del Sr biodisponible en un área concreta.

La composición isotópica del agua de escorrentía parece reflejar la composición promedio de la cuenca de captación de las aguas. Sin embargo, la variación observada en suelos y plantas a nivel local indica la necesidad de realizar una mayor investigación en estos materiales a fin de conocer mejor su



funcionamiento que permita entender y explicar estas variaciones en la composición isotópica.

**Agradecimientos:** Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PIBA 2018-1-0053 del Gobierno Vasco.

# REFERENCIAS

- Asahara, Y., Ishiguro, H., TanakaT., Yamamoto, K., Mimura, K., Minami, M., Yoshida, H. (2006). Application of Sr isotopes to geochemical mapping and provenance analysis: The case of Aichi Prefecture, central Japan. *Applied Geochemistry*, 21(3), 419-436.
- Bataille, C.P., Brennan, S.R., hartmann, J., Moosdorf, N., Wooller, M.J., Bowen, G.J. (2014). A geostatistical framework for predicting variations in strontium concentrations and isotope ratios in Alaskan rivers. *Chemical Geology*, 389, 1–15.
- Bentley, R.A. (2006). Strontium isotopes from the Earth to the archaeological skeleton: a review. *Journal of Archaeological Method and Theory*, 13(3), 135-187.
- Clauer, N., Šemhi, K. (2016). An evaluation of soil-plantwater interactions based on the 87Sr/86Sr, 1/Sr, Ca/Sr, K/Rb and K/Ca ratios of the respective components. *Environment Earth Science*, 75, 690.
- Crittenden, R.G., Andrew, A.S., LeFounour, M., Young, M.D. Middleton, H., Stockmann, R. (2007). *International. Dairy Journal*, 17, 421-428.
- Feranec RS, Hadly EA, Paytan A. (2007). Determining landscape use of Holocene mammals using strontium isotopes. *Oecologia*, 153, 943-950.
- Frei, K.M., Frei, R. (2011). The geographic distribution of of strontium isotopes in Danish surface waters: A base for the provenance studies in archaeology, hydrology and agriculture. *Applied Geochemistry*, 26, 326-340.
- Graustein, W.C. (1989). 87Sr/86Sr Ratios Measure the Sources and Flow of Strontium in Terrestrial Ecosystems. En: Stable Isotopes in Ecological research (P.W. Rundel, J.R. Ehleringer y K.A. Nagy, Eds). Springer-Verlag, NewYork, 491-512.
- Hartman, G., Richards, M. (2014). Mapping and defining sources of variabilityin bioavailable strontium isotope ratiosin the Eastern Mediterranean. *Geochimica et cosmochimica Acta*, 126, 250-264.
- Hoppe K.Q.A., Koch, P.L. (2007). Reconstructing the migratio patterns of late Pleistocene mammals from northen florida, USA. *Quaternary Research*, 68, 347-352.
- Maurer, A.F., Galer, S.J.G., Knipper, C., Beierlein, L., Munn, E.V., Peters, D., Tutken, T., Alt, K.W., Schone, B.R. (2012). Bioavailable 87Sr/86Sr in different environmental

samples– effects of anthropogenic contamination and implications for isoscapes in past migration studies. *Science Total Environment*, 433, 216-229.

- Pin, C., Briot, D., Bassin, C., Poitrasson, F. (1994). Concomitant separation of strontium and samariumneodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. Analytica Chimica Acta, 298, 209-217.
- Radloff FGT, Mucina L, Bond WJ, Lle Roux PJ. (2010). Strontium isotope analyses of large herbivore habitat use in the Cape Fynbos region of South Africa. *Oecologia*, 164, 567-578.
- Rauch, E., Rummel, S., Lehn, C., Buttner, A. (2007). Origin assignment of unidentified corpses by use of stable isotope ratios of light (bio-) an heavy (geo-) elements- A case report. *Forensis Science International*, 168, 215-218.
- Shand, P., Darbyshire, D.P.F., Love, A.J., Edmund, W.M. (2009). Sr isotopes in natural waters: application to source characterization and water-rock interaction in contrasting landscape. *Applied Geochemistry*, 24, 574-586.
- Tescione, I., Marchionni, S., Casalini, M., Vignozzi., Mattei, M. y Conticelli, S. (2018). 87Sr/86Sr isotopes in grapes of different cultivars: A geochemical tool for geographic traceability of agriculture products. *Food Chemistry*, 258, 374-380.
- Tutken, T., Vennemann, T.W., Pfretzchner H.U. (2011). Nd an Sr isotope compositions in modern and fossil bonesproxies for vertebrate provenance and taphonomy. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 75, 5951-70.
- Vinciguerra, V., Stevenson, R., Pedneault, K., Poirier, A., Hélie, J.F., Widory (2016). Strontium isotope characterization of wines from Quebec, Canada. *Food Chemistry*, 210, 121-128.
- Voerkelius, S., Lorenz, G.D., rummel, S., Quétel, C.R., Heiss, G., Baxter, M., Brach-Papa, C., Deters-Itzelsberger, P., Hoelzl, S., Hoogewerff, J., Ponzevera, E., Van Bocxstaele, M., Ueckermann, H. (2010). Strontium isotopic signatures of natural mineral waters, the reference to a simple geological map and its potential for authentication of food. *Food Chemistry*, 118, 933-940.
- Willmes, M., McMorrow, L., Kinsley, L., Armstrong, R.A., Aubert, M., Eggins, S., Falguéres, C., Maureille, B., Moffat, I. y Grün, R. (2014). The IRHUM (Isotopic Reconstruction of Human Migration) database – bioavailable strontium isotope ratios for geochemical fingerprinting in France. *Earth System Science Data* 6, 117-122.



# EDAD DE LA CAPTURA DE LA CUENCA DE GUADIX-BAZA



F.J. García-Tortosa<sup>(1)</sup>, P. Alfaro<sup>(2)</sup>, S. Giralt<sup>(3)</sup>, I. Medina<sup>(2)</sup>, A. Arribas<sup>(4)</sup>, I. Martin-Rojas<sup>(2)</sup>

(1) Departamento de Geología, Universidad de Jaén, Facultad de Ciencias, Campus Las Lagunillas, 23071, Jaén. <u>gtortosa@ujaen.es</u>
 (2) Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Facultad de Ciencias, Universidad de Alicante, 03080, Alicante. <u>pedro.alfaro@ua.es</u>, <u>ivan.medina@ua.es</u>, <u>ivan.martin@ua.es</u>

(3) Institute of Earth Sciences Jaume Almera (CSIC). Carrer de Lluís Solé i Sabarís, s/n, 08028 Barcelona. sgiralt@ictja.csic.es

(4) Instituto Geológico y Minero de España, C/ La Calera 1, 28760, Tres Cantos (Madrid). a.arribas@igme.es

Abstract (Age of the Guadix-Baza basin capture): The continental Guadix-Baza Basin has been the subject of numerous studies over the last decades because of having one of the best sedimentary and palaeontological continental records in Europe. The age of capture of this basin, during the Quaternary, has been used in several studies as a reference to calculate erosion and tectonic rates, among others. There are, however, significant differences between the ages assigned by different authors. Based on the analysis of the data used in these previous dating and on a new radiometric dating performed in exorheic deposits, we propose the capture occurred at least half a million years ago. We also suggest that, once the basin was captured, a sedimentation period may be extended in some sectors of the basin in continuity with the sedimentation during the endorheic stage.

**Palabras clave:** Cuaternario, cuenca endorreica, captura fluvial, Cuenca de Guadix-Baza. *Key words:* Quaternary, endorheic basin, stream capture, Guadix-Baza Basin.

# INTRODUCCIÓN

La cuenca de Guadix-Baza (CGB, Fig. 1), con uno de los mejores registros de sedimentos continentales del Cuaternario europeo, es conocida internacionalmente por su registro paleontológico Plio-Pleistoceno, extraordinariamente rico en restos de micro y macrovertebrados, incluidos restos humanos con una antigüedad próxima a un millón de años.



Fig. 1. Mapa geológico de la Cuenca de Guadix-Baza en el que se sitúan algunos de los yacimientos citados en el texto.

También son de gran interés para la comunidad científica algunos yacimientos arqueológicospaleontológicos con herramientas líticas, como las del yacimiento de Cúllar-Baza I (CB1), o las hachas de piedra de la Solana del Zamborino (SZ), a las que se les ha asignado diferentes edades según criterios arqueológicos o geológicos (Botella et al., 1976; Scott y Gibert, 2009; Álvarez-Posada et al., 2017).

Otro de los aspectos interesantes es el espectacular encajamiento de la red de drenaje actual, que da lugar a un impresionante paisaje de cárcavas, para el que se han propuesto tasas de erosión muy variadas y cuyo valor real despierta gran interés social y medioambiental. Este encajamiento se inició en el Pleistoceno, cuando un afluente del río Guadalquivir, el Guadiana Menor, capturó la cuenca, que hasta ese momento tenía carácter endorreico.

En este trabajo hacemos una síntesis de las propuestas previas sobre la edad de la captura, se analizan diferentes datos sobre edades de niveles endorreicos y exorreicos, se describen unos depósitos de travertinos formados durante la etapa exorreica en el sector de Zújar, que hemos datado mediante las series de desintegración del uranio (234U/230Th) y, finalmente proponemos una edad mínima de la captura.

# CAPTURA DE LA CUENCA DE GUADIX-BAZA

La CGB, con más de 4000 km<sup>2</sup> de extensión, es la cuenca intramontañosa más grande de la Cordillera Bética (Fig. 1).

A finales del Mioceno Superior la cuenca se desconectó del mar y se inició una sedimentación continental en condiciones endorreicas. El carácter endorreico y la actuación de la falla de Baza permitió el desarrollo de un gran lago en la mitad oriental, con importantes acumulaciones de sedimentos lacustres. Simultáneamente, en la mitad occidental se desarrollaron principalmente ambientes fluviales con sedimentación detrítica. Las condiciones endorreicas permitieron el desarrollo de una amplia superficie de glacis (García Tortosa et al., 2011) que se mantuvo activa hasta el momento en el que la cuenca pasó a ser exorreica. Los restos de esta superficie geomorfológica pueden considerarse el último vestigio de la etapa endorreica (Fig. 1).

A diferencia de la etapa endorreica, donde predominó la acreción vertical de los sedimentos, a partir de la captura, es decir durante la etapa exorreica, la erosión predomina sobre la sedimentación. Esta sedimentación queda restringida a depósitos aluviales próximos a los



relieves del borde de la cuenca y a depósitos de fondos de valle, que han ido generando varios niveles de terrazas fluviales. Además, la presencia de manantiales termales ha generado varias plataformas de travertinos, como las de los baños de Alicún y Zújar (Figs. 2 y 3).

# Edades asignadas a la captura de la CGB

Peña (1985), Soria et al. (1987) y Vera et al. (1994) proponen una edad posterior a los 100 ka para la captura. Para ello se basan en las dataciones del yacimiento SZ, situado dentro de los sedimentos endorreicos. Aunque el yacimiento presenta fauna de macrovertebrados, fue su industria lítica Achelense la utilizada por Botella et al. (1976) para asignarle una edad en torno a los 100 ka. Calvache y Viseras (1997) acotaron la captura entre los 100 ka asignados al yacimiento SZ y, 17 ka, edad de algunos depósitos exorreicos de la red de drenaje actual que fueron datados por Jiménez de Cisneros (1994).

Ortiz et al (2000) sugieren "una edad de apertura de la cuenca" anterior a los 239 ka, que obtienen a partir de la datación mediante racemización de aminoácidos de una terraza exorreica del sector oriental de la cuenca. Díaz Hernández y Juliá (2006) realizan varias dataciones mediante 234U/230Th de travertinos y calcretas en el sector occidental de la CGB. Los travertinos aparecen en plataformas escalonadas encajadas dentro de la red de drenaje exorreica. Para la más alta obtienen una edad comprendida entre 205 y 132 ka. Para las muestras de la calcreta, tomadas en diferentes lugares de la superficie de glacis, obtienen como edad más antigua unos 350 ka. Con estos datos proponen para el desarrollo de la superficie de glacis una edad entre 350 y 205 ka y para la fase de encajamiento y desarrollo del modelado en badlands entre 115 y 48 ka.

Azañón et al. (2007) proponen una edad para la captura en torno 42 ka. Esta propuesta la realizan a partir de la datación mediante U234/230Th de muestras de niveles de calcreta en la superficie de glacis del entorno del valle del río Gor (sector occidental de la cuenca), que consideraron que se habían formado durante la epata endorreica.

Gibert et al. (2007) proponen para la captura una edad en torno a los 550 ka. Para ello se basan en nuevos datos magnetoestratigráficos y cronoestratigráficos obtenidos en el techo de la sucesión endorreica del sector de Cúllar (parte oriental de la cuenca).

García Tortosa et al (2008a) indican que la cuenca estaba ya capturada con anterioridad a los 180 ka, ya que encuentran cantos metamórficos procedentes de la CGB en una terraza en la confluencia entre el Guadiana Menor y el Guadalquivir, correlacionable con otras terrazas del Guadalquivir de edades comprendidas entre los 180 ka y los 300 ka. García Tortosa et al. (2008b), a partir de la deformación del glacis por estructuras activas como las fallas de Baza o del Zamborino, consideran que el tránsito endorreico exorreico tiene una edad mínima de 400 ka, ya que edades más recientes son incongruentes con las tasas de actividad de estas fallas activas.

Scott y Gibert (2009) realizan un estudio paleomagnético de la sucesión a la que pertenece el yacimiento SZ, al que asignan una edad en torno a 750 ka. Teniendo en cuenta el espesor de la serie por

encima del yacimiento hasta la superficie de glacis, proponen una edad para la captura próxima a 600 ka. Esta nueva datación del yacimiento es discutida por Jiménez Arenas et al. (2011), que consideran que el estudio realizado por Scott y Gibert (2009) no es concluyente para retrasar la aparición de la industria lítica Achelense en Europa de los 600 ka a los 750 ka. Posteriormente, Álvarez Posada et al. (2017) asignan al nivel en el que aparece la industria Achelense de SZ una edad de entre 300 y 480 ka, basándose en un nuevo estudio paleomagnético de la sucesión estratigráfica.

#### LA EDAD MÁS RECIENTE DE LOS MATERIALES ENDORREICOS: IMPORTANCIA DE LOS YACIMIENTOS PALEONTOLÓGICOS.

En el relleno sedimentario continental cuaternario de la CGB existen localizados más de 150 yacimientos paleontológicos de vertebrados fósiles. Este registro puede considerarse como el más rico y completo en cuanto a vertebrados continentales cuaternarios de toda Europa. La mayoría de ellos se conocen desde hace más de 30 años y sus edades han sido revisadas en multitud de artículos científicos.

El yacimiento SZ desde su descubrimiento fue situado en el Pleistoceno medio a partir de su industria lítica y, más recientemente, con estudios magnetoestratigráficos (ver apartado anterior). Basándose exclusivamente en las asociaciones faunísticas, tan sólo el yacimiento Cullar-Baza 1 (CB1), ha sido asignado en diferentes trabajos al Pleistoceno medio, entre 500 y 750 ka (Ruiz Bustos, 1976; Alberdi y Bonadona, 1989; entre otros). Por su parte, Gibert et al. (2007) le asignaron una edad de 780 ka mediante paleomagnetismo y Ortiz et al. (2000) 476 ka mediante racemización de aminoácidos.

Otros yacimientos de la cuenca han sido predominantemente asignados a la parte alta del Pleistoceno inferior o la base del Pleistoceno medio (alrededor de 780 ka). Entre estos yacimientos se encuentran Caniles (Guerra Merchán y Ruiz Bustos, 1992), Loma Quemada, Puerto Lobo y Huéscar 1 (Mazo et al., 1985; Alberdi y Bonadona, 1989; entre otros). A este último también le fue asignada una edad de 491 ka (Ortiz et al., 2000) a partir de racemización de aminoácidos. En una reciente revisión de 90 vacimientos de vertebrados de la CGB. Maldonado-Garrido et al. (2017) consideran que los yacimientos más modernos son los de Caniles, CB1 y SZ. Estos yacimientos los sitúan en la biozona Mmq4. El conjunto de yacimientos de Huéscar 1, Loma Quemada 1 y 2 y Puerto Lobo los sitúan en la biozona Mmq3, próximos por tanto al Pleistoceno inferior.

#### LOS TRAVERTINOS DE ZÚJAR: NUEVOS DATOS SOBRE MATERIALES EXORREICOS

En este trabajo presentamos las dataciones obtenidas mediante 234U/230Th en un conjunto de plataformas travertínicas situadas en el entorno de los Baños de Zújar, entre el monte Jabalcón y el embalse del Negratín, parte central de la CGB (Figs. 1 y 2. Tabla 1). Estas plataformas se desarrollan dentro del valle del río Guadiana Menor. La formación de los depósitos travertínicos está ligada a la existencia de manantiales



hidrotermales en la zona (Baños de Zújar). Estos manantiales están asociados a una zona de falla que, en algunos sectores, como el de los travertinos, pone en contacto los carbonatos del basamento (Jabalcón) con el relleno endorreico Plio-Cuaternario.



Fig. 2. Mapa geológico de las terrazas de travertinos de Zújar en el sector de la cola del embalse del Negratín. BZ1 a BZ6: muestras datadas con U/Th.

Muestra	Plataforma	Edad	Error	Altitud techo (m)
BZ6	5	240.800	±25.000	700
BZ 4	3	109.000	±6.5003	661-670
BZ 3	2	30.900	±1.400	650
BZ 2	1	59.700	±2.400	640
BZ 1 Inf	1	78.900	±4.500	640

Tabla 1. Edades obtenidas para los travertinos de Zújar.

Como puede observarse en el corte de la figura 3, las plataformas de travertinos tienen una morfología escalonada, adaptada a terrazas fluviales del Guadiana Menor.

Los restos de la plataforma topográficamente más alta se encuentran en torno a los 700 m de altitud. Para esta plataforma hemos obtenido una edad de 240 ka a partir de una muestra tomada a 691 m, lo que implica más de 250 metros por debajo de la superficie de glacis y aproximadamente 70 metros por encima del actual talweg del río Guadiana Menor (Fig. 3). El techo de la plataforma topográficamente más baja tiene una altitud de 640 m. Para ella hemos obtenido como edad más antigua 79 ka, a partir de una muestra tomada a 635 m de altitud, es decir, aproximadamente 15 metros por encima del talweg. Esta plataforma se desarrolla sobre una terraza fluvial previa y por tanto más antigua.

# **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

El análisis conjunto de los sedimentos endorreicos más modernos y los sedimentos exorreicos más antiguos, permite obtener una edad máxima y una edad mínima de la captura. Por tanto, la precisión para la datación de la captura será mayor cuanto más ajustado sea ese intervalo. Los métodos indirectos como la actividad tectónica (deformación del glacis) nos permitirán comprobar si la edad obtenida es o no razonable.

El glacis generado durante la etapa endorreica de la cuenca es una superficie geomorfológica tanto erosiva como deposicional, de modo que durante su evolución enrasó a la misma altura topográfica sedimentos de diferente edad en la parte más alta del relleno de la

cuenca. Esta circunstancia se debe a que existían sectores con diferentes tasas de subsidencia v creación espacio de acomodación, controlados por de estructuras tectónicas como la falla de Baza (García Tortosa et al., 2011), que dejaban unas zonas elevadas y sin sedimentación e incluso sometidas a erosión respecto a otras adyacentes con sedimentación. Así, por ejemplo, vacimientos como Baza 1, situados próximos a la parte superior de la sucesión endorreica en el bloque de muro de la falla de Baza, tienen una edad más antigua que el Pleistoceno (Maldonado-Garrido, 2017). Esto significa que no podemos asignar una edad para la superficie de glacis a partir de la edad de los sedimentos que tiene inmediatamente por debajo, y tan sólo los más recientes entre los claramente endorreicos podrán aportarnos una edad máxima para la superficie de glacis. Tampoco deberían utilizarse sedimentos o paleosuelos (calcretas) que, aunque aparentemente son coetáneos a la superficie de glacis, pueden seguir formándose cuando ya se había producido la captura.

En relación a la edad más moderna de los materiales endorreicos, todos los trabajos basados en los vacimientos paleontológicos indican que los sedimentos más modernos tienen edades comprendidas entre 750 y 500 ka. Una excepción podría ser el vacimiento SZ, al que Álvarez Posada et al. (2017) le asignan una edad de entre 300 y 480 ka, aunque Scott y Gibert (2009) proponen una edad de 750 ka. En el caso de los materiales exorreicos, la edad más antigua que hemos obtenido para los travertinos de Zújar es de 240 ka. Edades similares fueron obtenidas por Díaz Hernández y Juliá (2006) para travertinos encajados en el valle del río Fardes en el sector de los Baños de Alicún.

El análisis conjunto de la edad de los yacimientos paleontológicos y las fallas activas de la cuenca refleja que, la mayoría de los yacimientos más recientes se encuentran en el bloque de techo de la falla de Baza, es decir, en el sector oriental, que ha sido el de mayor subsidencia. El yacimiento SZ, que sería la excepción, se encuentra también en el bloque de techo de otra falla activa, la del Zamborino (García-Tortosa et al., 2011).

Para asignar una edad a la captura de la CGB por el río Guadalquivir es necesario tener en cuenta lo siguiente: (1) Los yacimientos más modernos datados en el relleno endorreico son los de Caniles, CB1 y SZ.; (2) Los tres yacimientos se sitúan a más de 60 km de la zona de captura; (3) Estos tres yacimientos se encuentran en el bloque de techo de las fallas activas de Baza y Zamborino. La actividad de ambas fallas y la distancia a la zona de captura podría permitir la sedimentación en algunos sectores de la cuenca incluso una vez iniciada la captura; (4) Los materiales exorreicos más antiguos datados hasta el momento son travertinos con 240 ka.

Éstos se apoyan sobre terrazas fluviales y plataformas travertínicas aún más antiguas, que están encajadas más de 250 metros bajo el glacis. (5). La plataforma más baja de los travertinos de Zújar, situada tan sólo unos 15 m por encima del talweg del Guadiana Menor, tiene una edad superior a 79 ka.



Fig. 3. Sección esquemática que muestra el encajamiento de las terrazas travertínicas de Zújar y su posición respecto al glacis. En el esquema inferior se representa un corte geológico de las terrazas de travertinos muestreadas y la posición de las muestras de U/Th.

Con estos datos es posible descartar las propuestas de algunos autores que asignaban edades de la captura más recientes de 240 ka. Además, a esta cifra de 240 ka hay que sumar el tiempo necesario para encajar la red de drenaje más de 250 m y formarse una plataforma travertínica y/o una terraza fluvial aún más antiguas. Hay que tener en cuenta también que desde la formación de la plataforma travertínica más baja de Zújar, con una edad mínima de 79 ka, el valle sólo se ha encajado 15 metros, a pesar de la gran diferencia de cotas existente entre el talweg actual del Guadina Menor y la confluencia entre éste y el Guadalquivir (aprox. 300 m).

Por todo ello proponemos una "*edad mínima*" para la captura de la cuenca, o lo que es lo mismo, para el tránsito endorreísmo exorreísmo y el comienzo del desmantelamiento de la superficie de glacis, en torno a los 500 ka.

Esta edad es compatible con la continuidad de la sedimentación en lugares alejados a la zona de captura, en zonas subsidentes por la actividad tectónica. Por tanto, aunque hay un momento en el que la cuenca es capturada, sus efectos sobre la sedimentación y sobre el desmantelamiento de la superficie de glacis en sectores distantes a la zona de captura, debieron ser diacrónicos.

# REFERENCIAS

- Alberdi, M.T. y Bonadonna, F.P. (eds.) (1989). *Geología y Paleontología de la cuenca de Guadix-Baza*. Trabajos sobre el Neógeno-Cuaternario, CSIC, 11. 355 pp.
- Álvarez Posada, C., Parés, J.M., Sala, R., Viseras, C., Pla-Pueyo, S. (2017). New magnetostratigraphic evident for the age Acheulan tools at the archaeopaleontological site "Solana del Zamborino" (Guadix-Baza basin, S Spain). Scientific Reports, 7, nº 13495.
- Azañón, J.M., Tuccimei, P., Azor, A., Sánchez-Almazo, I.M., Alonso-Zarza, A.M., Soligo, M., Pérez-Peña, J.V. (2006). Calcrete features and age estimates from U/Th dating: Implications for the analysis of Quaternary erosion rates in the northern limb of the Sierra Nevada range (Betic Cordillera, Southeast Spain). En: Paleoenvironmental Record and Applications of Calcretes and Palustrine Carbonates (Alonso-Zarza, A.M. y Tanner, L.H., eds.), Geological Society of America Special Paper, pp. 223– 239.
- Botella, M. C. (1976). Excavaciones arqueológicas en el yacimiento achelense de la 'Solana de Zamborino', Fonelas (Granada). Noticiario arqueológico hispánico, 25– 32.
- Calvache, M.L., Viseras, C. (1997). Long-term control mechanisms of stream piracy processes in southeastern

Spain. Earth Surface Processes and Landforms, 22, 93-105.

- Díaz-Hernández, J.L., Juliá, R. (2006). Geochronological position of badlands and geomorphological patterns in the Guadix–Baza basin (SE Spain). *Quaternary Research*, 65, 467–477.
- García-Tortosa, F.J., Sanz de Galdeano, C., Alfaro, P., Jiménez-Espinosa, R., Jiménez-Millán, J. Lorite Herrera, M. (2008a). Nueva evidencia sobre la edad del tránsito endorreico-exorreico de la cuenca de Guadix-Baza. *Geogaceta*, 44, 211-214.
- García-Tortosa, F.J., Alfaro, P., Galindo Zaldívar, J., Gibert, L., López Garrido, A.C., Sanz de Galdeano, C., Ureña, M., (2008b). Geomorphologic evidence of the active Baza Fault (Betic Cordillera, south Spain). *Geomorphology*, 97, 374-391.
- García Tortosa, F.J., Alfaro, P., Galindo Zaldívar J., Sanz de Galdeano, C. (2011). Glacis geometry as a geomorphic marker of recent tectonics: the Guadix-Baza Basin (South Spain). *Geomorphology*, 125, 517-529.
- Gibert, L., Ortí, F., Rosell, L. (2007). Plio-Pleistocene lacustrine evaporites of the Baza Basin (Betic Chain, SE Spain). Sedimentary Geology, 200, 89-116.
- Guerra-Merchán, A., Ruiz-Bustos, A. (1992). Nuevos datos bioestratigráficos de los sedimentos continentales de la parte suroriental de la cuenca de Guadix-Baza. El yacimiento de Caniles. *Geogaceta* 11, 76-78.
- Jiménez-Arenas, J. M., Santonja, M., Botella, M. & Palmqvist, P. The oldest handaxes in Europe: fact or artefact? (2011). J. Archaeol. Sci., 38, 3340–3349.
- Jiménez de Cisneros, C. (1994). Geoquímica de carbonatos relacionados con etapas de emersión. Tesis Doctoral. Univ. de Granada. 216 p.
- Maldonado-Garrido, E., Piñero, P., Agustí, J. (2017). A catalogue of the vertebrate fossil record from the Guadix-Baza Basin (SE Spain). *Spanish Journal of Palaeontology*, 32 (1), 207-236.
- Mazo, A.V., Sesé, C., Ruiz-Bustos, A., Peña, J.A. (1985). Geología y paleontología de los yacimientos pliopleistocenos de Huéscar (Depresión de Guadix-Baza). Estudios Geológicos, 41, 467-493.
- Ortiz, J.E., Torres, T., Llamas, J.F., Canoira, L., García-Alonso, P., García de la Morena, M.A., Lucini, M. (2000). Dataciones de algunos yacimientos paleontológicos de la cuenca de Guadix-Baza (sector de Cúllar-Baza, Granada, España) y primera estimación de edad de la apertura de la cuenca mediante el método de racemización de aminoácidos. *Geogaceta*, 28, 109–112.
- Peña, J.A. (1985). La depresión de Guadix-Baza. Estudios Geológicos, 41, 33-46.
- Scott, G., Gibert, L. (2009). The oldest hand-axes in Europe. Nature, 461, 82-85.
- Vera, J.A., Rodríguez, J., Guerra, A., Viseras, C. (1994). La cuenca de Guadix-Baza. *Documents et Travaux de l'IGAL*, 14, 1-17.



# LA CUEVA DE POZALAGUA (BIZKAIA): CA 500 KA DE HISTORIA GEOLÓGICA REGISTRADOS GOTA A GOTA



A. Aranburu<sup>(1,6)</sup>, I. Álvarez<sup>(2)</sup>, A. Bodego<sup>(3,6)</sup>, M. Arriolabengoa<sup>(1,6)</sup>, E. Iriarte<sup>(4,6)</sup>, M. del Val<sup>(1,5,6)</sup>, P. Bilbao<sup>(1,6)</sup>, J. Moreno<sup>(7)</sup>, F. García-García<sup>(8)</sup>, H. Cheng<sup>(9)</sup>

- (1) Dpto. Mineralogía y Petrología. Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco (UPV/EHU). Bº Sarriena s/n, 48940 Leioa. <u>arantza.aranburu@ehu.eus; martin.arriolabengoa@ehu.eus; peru.bilbao@ehu.eus</u>
  (2) Dpto. Expresión Gráfica y Proyectos de Ingeniería. Escuela de Ingeniería de Bilbao, Universidad del País Vasco (UPV/EHU),
- c/ Pitxitxi 2, 48013 Bilbao. irantzu.alvarez@ehu.eus
- (3) Dpto. Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco (UPV/EHU). Bº Sarriena s/n, 48940 Leioa. arantxa.bodego@ehu.eus
- (4) Laboratorio de Evolución Humana, Dpto. de Historia, Geografía y Comunicación, Universidad de Burgos. 09001 Burgos. eiriarte@ubu.es
- (5) CENIEH. Paseo Sierra de Atapuerca, 3. 09002 Burgos. miren.delval@cenieh.es
- (6) Sociedad de Ciencias Aranzadi. Zorroagaina, 11. 20014 Donostia-San Sebastián.
- (7) Soc. Estudios Medio Natural Enbata, c/Zurbaranbarri, 59 bis, 48007 Bilbao. enbata@enbata.org
- (8) Dpto. Ingeniería Cartográfica, Geodesia y Fotogrametría, E.T.S.I. Geodésica, Cartográfica y Topográfica, Universidad Politécnica de Valencia. fgarciag @ upv.es
- (9) Dpmt. of Geology and Geophysics, University of Minnesota, 310 Pillsbury Drive, SE, Minneapolis, MN 55455, USA.

Abstract (The Pozalagua Cave (Bizkaia): ca 500 ka of geological history recorded drop by drop): Laser-scanner and georadar techniques have been used to document the cartography of the Pozalagua Cave (Peñas de Ranero karstic system, Biscay). Results show the stratigraphy of the sedimentary fill, that along with some speleothem datations with U/Th techniques permits to: i) establish the stratigraphy of the cave with relation to climatic changes; ii) interpret the distinct sediment types and their relationship with the weathering of the host rock (dolomites) and its fracturing system; iii) relate the type of sediment and the hydrology with the distinct morphologies of the cave; iv) establish the common origin of the Pozalagua Cave with the adjacent cavity of La Torca del Carlista.

Palabras clave: Pozalagua, Estratigrafía endokárstica, Georradar, Datación U/Th Key words: Pozalagua, Endokarstic Stratigraphy, Georradar, U/Th dates

# INTRODUCCIÓN

La Cueva de Pozalagua y la Torca del Carlista, junto con las dolomías y el karst del Macizo de Ranero (Bizkaia), forman parte de un conjunto geológico de gran interés y todas ellas son puntos destacados del patrimonio natural y geológico (LIGs) del País Vasco (Eusko Jaurlaritza, 2014). La Cueva de Pozalagua destaca por la presencia de un gran desarrollo de formaciones de espeleotemas, destacando las estalactitas excéntricas y las grandes coladas, columnas, junto con las estalactitas y estalagmitas que tapizan tanto las paredes, como los grandes bloques de roca, caídos por gravedad desde las paredes y techos.



Fig. 1: Mapa de localización y geomorfológico del entorno de la Cueva de Pozalagua

La cartografía detallada y el ordenamiento estratigráfico de los distintos procesos erosivos y deposicionales diferenciados en el interior de la cueva han permitido establecer al menos 8 fases evolutivas a lo largo de su formación y evolución (López-Horgue et al. 2010a). Los objetivos principales de este trabajo han sido, por tanto, verificar, completar y datar la estratigrafía previamente establecida.

# LOCALIZACIÓN

La Cueva de Pozalagua es una cavidad situada dentro del espacio protegido del Parque Natural de Armañón, bajo el macizo calcáreo de las Peñas de Ranero. Está situado en el municipio vizcaíno de Karrantza, en el límite oeste de la provincia de Bizkaia, en la Comunidad Autónoma del País Vasco (CAPV) (Fig 1). El paisaje es fundamentalmente calcáreo, con predominio de calizas micríticas con rudistas del Cretácico Inferior al norte, en tránsito, a través de un abrupto margen, a facies margosas con intercalaciones areniscosas hacia el sur. En estas calizas, y a favor de una zona de falla de dirección NW-SE (falla de Pozalagua), se localiza uno de los cuerpos dolomíticos más importantes de la CAPV (e.g., López Horgue et al., 2010b; Iriarte et al., 2012). En general, las dolomías del macizo de Ranero presentan un alto índice de porosidad V permeabilidad. Los cristales de dolomita, de distinto tamaño y color, pueden presentar una última fase de cementación por calcita que se meteoriza con



relativa facilidad, acentuando la porosidad intercristalina y provocando una disgregación o la "arenización" de los cristales de dolomita.

La entrada actual de la Cueva de Pozalagua se sitúa a 490 m de altitud en la ladera sur del Macizo de Ranero (710 m de altitud), 390 m por encima del río Karrantza, que discurre a cota 100 metros aproximadamente. La cueva fue descubierta en 1957, por casualidad, debido a los trabajos realizados en la cantera de extracción de dolomita situada en las proximidades. La Cueva de Pozalagua está formada por una única sala de 125 metros de largo, una anchura de 70 metros y una altura de 12 metros. Cerca de la entrada presenta cuatro simas gemelas de 40 metros de profundidad. La sala Versalles, galería principal de la cueva, acoge la máxima concentración de estalactitas excéntricas.

# **METODOLOGÍA**

La metodología de trabajo ha consistido en la elaboración de 4 tareas interrelacionadas: la elaboración del mapa geomorfológico de la cavidad, el escaneo láser de la cueva, la prospección del subsuelo mediante georradar y el muestreo y datación de espeleotemas. Así, a partir de datos topográficos LiDAR, el trabajo de campo y la cartografía existente, se ha realizado un mapa geomorfológico de la zona a escala 1:1.000, base para la interpretación del paisaje. En el interior de la cueva se ha realizado la topografía tridimensional de la misma por medio de la tecnología láser-escáner, que permite la captura, sin contacto, de la geometría tridimensional de la cavidad (bloques, columnas, estalactitas, estalagmitas, etc.), con precisión, rapidez y un impacto mínimo sobre el entorno. Para ello se ha utilizado el láser-escáner Leica ScanStation P30. El trabajo de escaneo consiste en ir posicionando el láser-escáner en sucesivas estaciones de forma que se solapen unos escaneos con otros y, de este modo, obtener una nube de puntos de diferentes partes de la cueva. El tratamiento de la nube de puntos se ha realizado

serie de puntos del exterior de la cueva. En este caso se dio coordenadas UTM a cinco estaciones ubicadas en el exterior mediante una estación total y un GPS. Las zonas de difícil acceso para el láserescáner, se han cartografiado utilizando el medidor *Disto X2* (Álvarez y Moreno, 2016).

La prospección mediante georradar ha sido realizada en la zona central de la cueva (Fig. 2), en la denominada "zona del lago". Para ello, se ha empleado un equipo GSSI SIR3000 con una antena de 400MHz, que han permitido alcanzar una profundidad de aproximadamente 3 metros. Los radargramas obtenidos se han procesado con el programa RADAN. En total se ha realizado un mallado de 1x1 m de perfiles longitudinales (19) y longitudes transversales (10), cuyas están comprendidas entre los 7 m y 20 m. Lo que ha permitido un modelo 3D del subsuelo del área estudiada.

A partir de la topografía 3D se han extraído, a su vez, 6 secciones longitudinales y transversales de la cueva. Basándose en el principio de superposición se han ordenando los distintos depósitos (gravitacionales, terrígenos y químicos) tanto en el tiempo como en el espacio, proyectándolos en los cortes topográficos (Fig. 2). Este estudio ha permitido identificar y caracterizar distintas fases en la evolución vadosa de la cueva.

La seriación cronológica de la secuencia estratigráfica inferida se ha basado en la datación de 5 espeleotemas, correspondientes a distintas fases de formación de espeleotemas de la cueva de Pozalagua y una muestra de La Torca del Carlista. En total se seleccionaron 12 puntos de muestreo en los que se extrajo entre 80 y 270 mg de calcita con una broca dental de carborundum, siguiendo la metodología de Dorale et al. (2004). Las dataciones se han realizado por el método U/Th en los laboratorios de la Universidad Xi'an Jiaotong (China).



Fig. 2: Planta de la cueva con las secciones realizadas en la zona del lago, los perfiles del georradar y el radargrama P17 (la escala vertical del radargrama es el doble que la horizontal).

mediante el software *Cyclone* (Leica). Para que la nube de puntos esté georreferenciada en un sistema de referencia, es necesario dar coordenadas a una

# **RESULTADOS y DISCUSIÓN**

El mapa geomorfológico pone en evidencia un modelado diferencial sobre el sustrato calcáreo



(calizas de Ranero y las margocalizas), y el dolomítico (dolomías de Pozalagua). En las litologías calcáreas la red de fracturas juega un papel importante. Tanto las calizas de Ranero como las margocalizas son rocas muy poco porosas y precisan de zonas de fracturación para la circulación del agua y predominan las formas exokársticas (dolinas, simas, lapiaz desnudo y cubierto, etc.). Las dolomías, sin embargo, no se disuelven fácilmente, pero debido a la cementación por calcita que presentan, la disolución meteórica crea una alta porosidad intercristalina y la dolomía experimenta una arenización. Este proceso genera suelos arenosos (cristales de dolomita) que pueden evolucionar a suelos de tipo Terra Rossa (las dolomías presentan contenidos en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de hasta el 2%). Sus afloramientos, por tanto, son menos abruptos, sin relieves importantes y con mayor desarrollo de suelos y vegetación que en las calizas. En cuanto al desarrollo endokárstico, si bien en número de cavidades la litología calcárea es muy superior, las cavidades de mayor volumen (La Torca del Carlista-Pozalagua, entre otras) se localizan precisamente en el encajante de dolomía.

La fracturación en los alrededores de la Cueva de Pozalagua es intensa, presentando dos conjuntos principales de diaclasas y fallas de pequeño salto, con buzamientos desde 40-50° hasta subverticales, cuyas direcciones son NW-SE y NE-SW (López-Horgue et al., 2010a y b). Ambas familias de fracturas localizadas en la masa de dolomía han servido como vías de infiltración y disolución meteórica preferencial, condicionando la formación, la morfología y el relleno de las cuevas de Pozalagua y la Torca del Carlista (Arriolabengoa et al., 2016).

En el escaneo de la Cueva de Pozalagua, se obtuvieron unos 530 millones de puntos, que permiten documentar la cueva y todas las formaciones de su interior en un modelo 3D con una precisión entre 6 mm y 10 cm, en las zonas más alejadas. Esta topografía detallada ha permitido obtener cortes topográficos de alta resolución en las distintas zonas donde se observaba la información geológica disponible (Fig. 2).

Pero la precisa topografía de Pozalagua también ha permitido conocer el punto más cercano de ésta a la Torca del Carlista (tan sólo a 20 m) y caracterizar la separación entre las dos cavidades, por desarrollo de una gran colada espeleotémica.

Los resultados del georradar reflejan una estratigrafía de relleno en la Cueva de Pozalagua, compuesta, de arriba abajo, por 0,5 m de coladas de espeleotemas o sedimento cementado, un metro de alternancia de coladas y sedimento, y un relleno posiblemente sedimentario (1,5 m). En estos ha radargramas observado no se ninguna por acumulación de bloques formada desprendimientos de los techos, ni ninguna cavidad a cota interior. Solamente destaca la existencia de un litosomo de mayor refracción, alineado en la dirección NE-SW en la zona de los grandes espeleotemas que limitan el borde sur del "lago", paralelo al corte C-C' (Fig. 2). Este "litosomo" puede interpretarse como: a) columna enterrada de 1,2 m de diámetro, en posición totalmente vertical, lo que sugiere pudiera estar en posición primaria; o b) gran fragmento de estalactita de techo (caído), de 1x1 m, que distorsiona/modifica la reflexión. No se observan bloques decamétricos de caliza/dolomía, procedentes de las paredes de la cavidad.

De las 12 muestras datadas mediante el método U/Th, 9 han dado resultado positivo (Tabla I) y el resto, no han podido ser datadas por ser demasiado antiguas para el método; 8 se corresponden a muestras de la Cueva de Pozalagua y 1 a la Torca del Carlista. Los espeleotemas más antiguos son los que fosilizan bloques decamétricos de colapso de techos y paredes, tanto en la Cueva de Pozalagua (PZLG'17-6.1) como en la Torca del Carlista (TC-2). La datación de este último espeleotema indica que

Muestra	<sup>230</sup> Th Age	(yr BP)***
Número	(corre	ected)
POZ-4.2	6884	±32
POZ-2	8402	±1562
POZ-4.3	10347	±1980
POZ-4.1	16101	±882
POZ-5.2	17360	±101
POZ-9	37443	±5366
POZ-5.1	138672	±1036
POZ-6	407858	±35553
TC-2	474296	±53713
POZ-10.1	No Ages;	
POZ-10.2	too old	
TC-3		

Tabla I. Resultados de las dataciones de espeleotema de la Cueva de Pozalagua y la Torca del Carlista.

ambas cavidades quedaron incomunicadas, hace *ca.* 475 ka (TC-2, 474.296±53.713 años) por el crecimiento de espeleotemas.

bloques presentan evidencias Algunos de movimientos posteriores a la formación de la primera generación de estalagmitas. Columnas de diámetro métrico que crecieron sobre los bloques presentan fracturas planares horizontales abiertas, y un desplazamiento de 20 cm en la vertical y 29 cm en la horizontal. Se observan, también, bloques que contienen varias fases de estalagmitas, de 20 cm de longitud, unas con una inclinación de 70º y otras posteriores que mantienen la verticalidad. La segunda generación de estalagmitas, con profuso desarrollo, da lugar a estalagmitas muy blancas de 0,4 a 1 m de longitud. El inicio de una de ellas se corresponde con el estadio isotópico MIS 6a (138.672±1.036 años). ΕI crecimiento de estalagmitas también tuvo lugar durante la última deglaciación (ca. 19-11ka), en torno a 17.360±101 años (PZLG'17-5.2) y 16.101±882 años (PZLG'17-4.1). Durante los estadios interglaciares predomina el desarrollo de gours (MIS 3, 37.443±5.366 años, PZLG'17-9.1), ocasiones inundan que en parcialmente estalagmitas previas, provocando un sobrecrecimiento de calcita subacuática en la zona inundada (MIS 1, 10.347±1980 años, PZLG'17-4.3)



y/o la formación de grandes coladas *flowstone* que tapizan el suelo de la cavidad (MIS 1, 8.402±1.562 años PZLG'17-2.1). Esta fase de predominio de flujo laminar de agua da paso, más tarde, a la formación de una nueva generación de estalagmitas (6884±32 años, PZLG'17-4.2) que crecieron sobre las coladas, algunas de los cuales siguen creciendo en la actualidad.

Las formaciones excéntricas, tan peculiares en la cueva de Pozalagua, no han podido ser datadas. Tapizan tanto las paredes como distintas generaciones de estalactitas, por lo que se deduce que han de corresponder a la última fase de formación de espeleotemas, la más reciente.

# CONCLUSIONES

Tras las nuevas investigaciones realizadas en el estudio del la Cueva de Pozalagua podemos concluir que:

- La cueva de Pozalagua y La torca del Carlista son parte de una misma gran cavidad, actualmente separadas unos 20 m por una colada en cascada de calcita que cerró el paso hace *ca.* 475 ka. Por tanto, ambas cavidades comparten una historia genética, así como parte importante de su evolución vadosa.
- Antes de que las dos cuevas se separaran, la cavidad estaba en condiciones vadosas, y tapizada por grandes bloques decimétricos caídos tanto desde los techos como de las paredes, probablemente debido al colapso de varios pisos kársticos.
- Este colapso fue fosilizado por estalagmitas que se formaron durante los estadios isotópicos MIS 13 y 11, por lo que tanto la formación freática de la cueva como su colapso, en condiciones vadosas, tuvo que ser anterior.
- Algunos de los bloques sufrieron un segundo movimiento, por reajuste y/o nuevos colapsos, que provocó la ruptura y desplazamiento de columnas, así como el basculamiento de estalagmitas.
- La formación de espeleotemas tiene lugar tanto en estadios glaciales (MIS 2, MIS 6 y MIS 12) como en los interglaciales (MIS 1, MIS 3 y MIS 11). Pero difieren en un aspecto: los espeleotemas formados durante los periodos interglaciares (quizá a excepción del MIS 1) evidencian un mayor flujo de agua en la cueva (formación de grandes columnas métricas, estalagmitas y coladas). Sin embargo, durante los periodos glaciares predomina un menor flujo y formas de goteo, con formación de estalagmitas que crecen en la vertical sin engrosar o variar la potencia lateral, ni formar coladas a su base.
- La "zona del lago" parece coincidir con la confluencia de las aguas de escorrentía del interior de la cavidad y el punto de desagüe o pérdida de la misma. Ello explicaría la morfología planar, subhorizontal, de la zona, por relleno sedimentario (¿arena de dolomita?) transportado por las aguas y las marcas de

inundación que muestran tanto las paredes como las estalactitas. No se observan, sin embargo, formaciones de cristales subacuáticas, lo que indica poca estanqueidad.

A tenor de la interpretación de los radargramas y modelo 3D este relleno puede alcanzar un 2,5 m, mínimo de presentan rasgos fosiliza subhorizontales y una posible estalagmita/columna métrica correlacionable, por las dimensiones y posición estratigráfica, con las estalagmitas de la primera generación. En los 3 metros de barrido del radargrama no se observan bloques decamétricos de caliza/dolomía, por lo que éstos han de situarse a una cota inferior.

**Agradecimientos:** Los autores quieren agradecer a los revisores por la labor realizada, a los grupos de espeleología ADES y Esparta, por su ayuda en las tareas de campo; al Ayuntamiento de Karrantza y a las guías del Centro de Visitantes de la Cueva de Pozalagua por su interés en este proyecto; y a los proyectos de investigación del Gobierno Vasco IT1029-16 y EHU/US-18-14.

#### REFERENCIAS

- Álvarez, I., Moreno, J. (2016). La Torca del Carlista en el karst de Ranero. La cueva de Pozalagua. En: Moreno, J. y Granja, J. (Coords.): La Torca del Carlista: uno de los mayores volúmenes subterráneos del mundo, Leitzaran, Sua Edizioak, pp. 54-67.
- Sua Edizioak, pp. 54-67. Arriolabengoa, M., Yusta, I., Iriarte, E., Del Val, M., Bilbao, P. Aranburu, A. (2016). El contexto geológico. En: Moreno, J. y Granja, J. (Coords.): La Torca del Carlista: uno de los mayores volúmenes subterráneos del mundo, Leitzaran, Sua Edizioak, pp. 68-81.
- Dorale, J.A., Edwards, R.L., Alexander, E.C., Shen, C.C., Richards, D.A., Cheng, H (2004). Uranium-series dating of speleothems: current techniques, limits and applications. En: *Studies of Cave Sediments: Physical and Chemical Records of Paleoclimate* (Mylroie, J.E., Sasowskyr, I.D. Eds.). Kluwer Academy / Plenumpublishers, NewYork, pp. 177–197.
- Eusko Jaurlaritza (2014). Euskal Autonomia Erkidegoko Geodibertsitatearen Estrategia 2020. 09/02/2017, http://www.ingurumena.ejgv.euskadi.eus/plan\_programa proyecto/estrategia-de-geodiversidad-de-la-comunidadautonoma-del-pais-vasco-2020/r49-u95/es/
- Iriarte, E., López-Horgue, M.A., Schroeder, S., Caline, B. (2012). Interplay between fracturing and hydrothermal fluid flow in the Asón valley hydrothermal dolomites (Basque-Cantabrian Basin, Spain). Advances in Carbonate Exploration and Reservoir Analysis (J. Garland, J.E. Neilson, S.E. Laubach, K.J. Whidden, Eds.). Geological Society, London, Special Publication, 370. 10.1144/SP370.10
- López-Horgue, M.A., Aranburu, A., Castellano, A., Razkin, A., Iridoy, P., Arriolabengoa, M. (2010a). La Cueva de Pozalagua (Karrantza, Bizkaia). En: Cuevas: Patrimonio, Naturaleza, Cultura y Turismo (J.J. Durán y F. Carrasco, Eds.). Associación de Cuevas Turísticas españolas, 383-396.
- López-Horgue, M.A., Iriarte, E., Schröder, S., Fernández-Mendiola, P.A., Caline, B., Corneyllie, H., Frémont, J., Sudrie, M., Zerti, S. (2010b). Structurally controlled hydrothermal dolomites in Albian carbonates of the Asón valley, Basque Cantabrian Basin, northern Spain. *Marine* and Petroleum Geology, 27, 1069-1092.



# SAN PEDRO SINKHOLE DEEP CORING PROJECT: A WINDOW TO THE IBERIAN TIMES?



M. Bartolomé <sup>(1, 2)</sup>, A. Val <sup>(3)</sup>, M. Leunda <sup>(4)</sup>, M. Morellón <sup>(5)</sup>, A. Moreno <sup>(4)</sup>, F. Barreiro-Lostres <sup>(4)</sup>, B. Oliva-Urcía <sup>(6)</sup>, J.C. Gordillo <sup>(7)</sup>, J. M. Ros <sup>(7)</sup>, J. Royo <sup>(8)</sup>, C. Sancho <sup>(†2)</sup>, P. González-Sampériz <sup>(4)</sup>, B. Valero-Garcés <sup>(4)</sup>

(1) Departamento de Geología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. C/ de José Gutiérrez Abascal, 2, 28006 Madrid. <u>mbart@mncn.csic.es</u>

(2) Universidad de Zaragoza. Calle de Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza.

(3) Centro de Espeleología de Aragón. C/ Escultor Moreto, 15, 50008 Zaragoza.

(4) Departamento de Procesos Geoambientales y Cambio Global. Instituto Pirenaico de Ecología. Avda de Montañana, 1005, 50059 Zaragoza.

(5) Dpto. Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. Calle José Antonio Nováis, 12. 28040 Madrid.

(6) Universidad Autónoma de Madrid. Ciudad Universitaria de Cantoblanco, 28049 Madrid.

(7) Club de Espeleología Farallón. C/ Manuela Cirujeda (Edificio Itaca) 44700 Montalbán, Teruel.

(8) Parque Cultural del Río Martín. C/ Tiro del Bolo, s/n 44547 Ariño, Teruel.

**Resumen (Sondeo profundo en la Sima de San Pedro: ¿Una ventana a tiempos iberos?):** La Sima de San Pedro (SSP, Teruel, España) posee un alto valor geológico, ambiental y arqueológico. Es una sima vertical de 108 m con un lago de 20 m de profundidad en su interior e importantes asentamientos ibéricos en su entorno. En este trabajo se presentan algunas ideas y primeros resultados que avalan una futura propuesta de investigación a realizar en la sima. Se recuperaron varios sondeos de gravedad sobre los cuales se realizaron diversos análisis (susceptibilidad magnética, análisis geoquímicos). En general el sedimento se caracteriza por un alto contenido en material resultante del guano producido por la gran cantidad de aves y murciélagos que habitan en la sima. Se han podido diferenciar 3 unidades sedimentarias en base a la estructura, color, tamaño de grano y bandeado del sedimento. Aparecen niveles arenosos relacionados probablemente con momentos de mayor disponibilidad hídrica. La Sima de San Pedro proporciona un registro sedimentario único para conocer la interacción entre clima y poblamiento fibero en el noreste de la península ibérica.

Palabras clave: San Pedro, Teruel, Sima, Paleoclimatología. *Key words*: San Pedro, Teruel, Sinkhole, Paleoclimatology.

# INTRODUCTION AND LOCATION

Caves are large sediment traps, accumulating clastic, chemical and organic material from the local environments during the life of the cave (Ford and Williams, 2007) and therefore, providing high resolution records of past climate, environmental and human impact in the landscapes. In karstic areas,

where sinkholes reach the phreatic level, lakes may develop at the bottom (e.g Barreiro-Lostres et al., 2017) and they provide archives of past climate and hydrology patterns (Morellón et al., 2009), atmospheric circulation (Lane et al., 2013), vegetation (Aranbarri et al., 2014) and watershedlake synergies (Barreiro-Lostres et al., 2017).



Fig. 1: A) Aerial view of Sima de San Pedro (SSP). B) Descending to the bottom of the shaft. C) Plan and profile of SSP (modified from Lloret and Ubach, 1982)



San Pedro sinkhole (Sima de San Pedro, in Spanish, SSP) (Fig .1A) is a 108 m deep vertical shaft with a ca. 20 m deep lake located at the bottom (Fig .1B). The SSP is a collapse sinkhole developed in Jurassic limestone likely formed during a karstification phase along the Late Pliocene or Pleistocene (Peña-Monné et al., 2002). Karstic areas are common in Teruel Province, but the size of San Pedro sinkhole places this shaft as unique in Europe. SSP belongs to Martin River Cultural Park and it is the most visited geological site in the region. The sinkhole has its own microclimate and high biodiversity. It is located within the Southern Sparsely Populated Areas (SSPA) of the European Union, a region with the highest depopulation rates, an aging population, and high economic vulnerability. However, in the past, several cultural societies settled and flourished in the region. Along the Martín River, numerous ancient settlements demonstrate the presence of humans since the Paleolithic (50-35 ky BP) (Barandiaran, 1976). Many examples of levantine (around 6000 B.C) and schematic rock art (Bronze ages ca. 2000 B.C) (Beltrán y Royo, 1994) around San Pedro highlight the intense use of resources and the relationship with the landscape of these societies. However, it was during the Iberian period, prior to the Roman conquest, when the area experienced a real urban and cultural revolution as never seen before, with a large number of settlements and buildings in the lower reaches of the Martin River. Close to the San Pedro sinkhole, the oldest, still standing remains of an Iberian tower -Cabezo de San Pedro- dated as 3<sup>rd</sup> century B.C, illustrates the impact of the Iberian Culture in the region. Based on the great regional significance of the Iberian Tower, we hypothesize that SSP was used by the Iberians, either as a damping area or with somehow sacred features. In spite of the clear archaeological evidences of strong use and interaction with the landscape, no integrated paleoenvironmental and paleoclimate studies have been performed nearby SSP.

The sinkhole provides a unique opportunity to test the impact of the Iberian cultures in the landscape, their relationships with such a particular geological feature and to reconstruct climate-water-environment and human synergies during the late Holocene.

#### THE PRELIMINARY CORING CAMPAIGN

At the beginning of 2018 a pilot mission to check the presence of sediments in SSP was carried out by the IPE-CSIC and the Club de Espeleología Farallón (Montalbán, Teruel) (Bartolomé et al., 2018). Accompanied by speleologists from the area, the team descended to the bottom of the SSP (Fig .1C) and using a small boat and a gravity corer took several short cores (~30 cm each). The quality of the recovered sediment sequence and the preliminary analyses (Fig .2) set the basis for a more ambitious project aiming to obtain a longer sediment core to



Fig. 2: First short core from SSP.

reconstruct past human-landscape interactions since lberian times.

#### MATERIAL AND METHODS

A total of 5 short cores were taken from the central and the deepest part of the lake. The cores were stored in the IPE-CSIC cold room. Magnetic susceptibility (MS) measurements were carried out in all cores before splitting them, every 1 cm. The core SSP18-1C-1G was selected for this preliminary study. Sedimentological features were described and XRF analyses (Fig .3) were carried out at the University of Barcelona services. Dating analyses (<sup>210</sup>Pb, <sup>137</sup>Cs and <sup>14</sup>C dates are in progress).

#### FACIES, GEOCHEMISTRY AND UNITS

Sediments are black fine silts with intercalated grey sand and silt millimeter thick layers. Large rounded limestone clasts occur at some levels (Fig. 3). Three units have been identified based on visual description, microscopic observation and geochemical composition (Fig. 3).

<u>Unit 1</u>: (0-17 cm) mm-thick laminated sediments composed of alternating fine black sand and grayish-brown silt.

<u>Unit 2</u>: (17-38 cm) banded to massive sediments, with some cm-thick intervals of grayish-brown silts and sands.

Unit 3: (38-50 cm) massive dark brown silts.



Higher magnetic susceptibility (MS) values in the sandy levels points to higher soil erosion and input to the lake during higher run-off events in the watershed. XRF analyses show major variations in Si and S. Si increases during the first 5 centimeters and it is reduced progressively until the end of unit 2. Another increase is observed at the upper part of unit 3, corresponding to a sandy level. However, the lower part of unit 3 has a more clayey grain size and also presents similar Si values like the sandy levels. Higher occurrence of sandy layers, higher Si and MS identifies two phases (Unit 2 and top of Unit 1) of higher coarse sediment input to the lake, likely related to intensified erosion in the watershed. Sulfur profile shows low values except for the transition from unit 1 to 2 and in unit 3. These periods with high values could indicate increased sulphides S formation under anoxic conditions. Such conditions are feasible in the SSP lake, small and deep, with abundant organic matter from excrements of birds and bats.



Fig. 3: Core SSP18-1C-1G, units and lithology. From left to right, MS (Magnetic Susceptibility), Si (Silica) and S (Sulfur). Yellow bands mark sandy levels with high MS values.

# **FUTURE WORK**

The demonstrated occurrence of lacustrine sediments recording past environmental changes in the SSP watershed, ensures an ambitious but feasible plan based on the recovery of longer cores from this singular karstic lake in southern Europe. The project will include a multiproxy reconstruction based in geochemical and biological proxies in a new set of cores, paired with SSP monitoring.

To overcome the complex logistics to obtain long cores from a sinkhole, we will descend the UWITEC platform and coring using a 130 ton + 40 ton counterweight crane. This kind of crane had been already used in 1999 during a speleologist championship at SSP to get people down to the shaft.

The lake-sinkhole monitoring survey will include the analyses of temperature and lake level with sensors, and also temperature and relative humidity in the shaft. Sediment and pollen traps will be also installed in the bottom of the lake. Physico-chemical water properties will also be measured.

# CONCLUSIONS

Preliminary results indicate alternating phases of higher occurrence of coarser sediment size and clastic input, likely driven by higher runoff, with stages characterized by more reduced runoff and anoxic conditions in the lake bottom as revealed by higher sulphur values. Further research will clarify the role of past climate changes and human impact as potential drivers of these reconstructed changes in lacustrine sedimentation. The SSP contains unique environments located in a > 100 m deep sinkhole within an only ~4200  $\mbox{m}^2$  catchment. Obtaining long cores from SSP is a scientific challenge, but also a technical one. A long core will provide a paleoclimate and paleoenvironmental reconstruction and will allow us to test the relationships of ancient settlements in the area with climate and hydrological changes. A monitoring program in SSP will help us to understand biogeochemical cycles in the critical zone of interactions between groundwaters and surface waters and their relationships with past global changes in the region.

Acknowledgements: We thank the member of the Club de Espeleología Farallón (Montalbán, Teruel) for their technical and logistic support during the fieldwork, and also the Rio Martin Cultural Park for the permits to access to the San Pedro sinkhole.

#### REFERENCES

- Aranbarri, J., González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B., Moreno, A., Gil-Romera, G., Sevilla-Callejo, M., García-Prieto, E., Di Rita, F., Mata, M.P., Morellón, M., Magri, D., Rodríguez-Lázaro, J., Carrión, J.S. (2014). Rapid climatic changes and resilient vegetation during the Lateglacial and Holocene in a continental region of south-western Europe. *Glob. Planet. Change* 114, 50–65. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.01.003
- Barandiarán, I. (1976). «Yacimiento musteriense del covacho de Eudoviges (Teruel)». Tabona: Revista de Prehistoria y de Arqueología, ISSN 0213-2818, Nº. 3, 1975-1976, págs. 5-112
- Barreiro-Lostres, F., Moreno, A., González-Sampériz, P., Giralt, S., Nadal-Romero, E., Valero-Garcés, B. (2017). Erosion in Mediterranean mountain landscapes during the last millennium: a quantitative approach based on lake sediment sequences (Iberian Range, Spain). *Catena*, Geoecology in Mediterranean mountain areas. Tribute to Professor José María García Ruiz 149, 782– 798. https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.05.024
- Bartolomé, M., Gordillo, J.C., Royo, J. (2018). Extracción de sondeos lacustres en la sima de San Pedro. Cija de Teruel, nº 13 Año XIII, 2018, pp 4-7.
- Beltrán, A., Royo, J. (1994): El abrigo de La Higuera, o del Cabezo del Tío Martín en el Barranco de Estercuel. Alcaine, Teruel. Avance a su estudio. Colección Guías de Aragón. Zaragoza.
- Ford, D., Williams, P. (2007). Karst Hydrogeology and Geomorphology: John Wiley & Sons Ltd,., West Sussex, England.
- Lane, C.S., Brauer, A., Blockley, S.P.E., Dulski, P. (2013). Volcanic ash reveals time-transgressive abrupt climate change during the Younger Dryas. *Geology*. https://doi.org/10.1130/G34867.1
- Lloret, J., Ubach, M.(1982). El retrobament de l'obra d'en cels gomis un segle despés: l'avenc de sant pere (Oliete, Teruel). *Espeleoleg.* nº 33.146-154.
- Morellón, M., Valero-Garcés, B., Anselmetti, F., Ariztegui, D., Schnellmann, M., Moreno, A., Mata, P., Rico, M.,



Corella, J.P. (2009). Late Quaternary deposition and facies model for karstic Lake Estanya (North-eastern Spain). Sedimentology 56, 1505–1534. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2008.01044.x
Peña-Monné, J., Pellicer, F., Julián, A., Chueca, J., Echeverría, M., Lozano, M., Sánchez, . (2002). Mapa geomorfológico de Aragón. Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón, 34, 54 p.



# CRONOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS TOBÁCEOS DEL RÍO VAL (CORDILLERA IBÉRICA, PROVINCIA DE SORIA)



C. Sancho (<sup>†</sup>1), M. Bartolomé (<sup>1,2)</sup>, C. Arenas (<sup>1)</sup>, J. Aranbarri (<sup>3)</sup>, A. Moreno (<sup>4)</sup>, H. Cheng (<sup>5, 6)</sup>, L. R. Edwards (<sup>6)</sup>

 (1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza. C/ de Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza.
 (2) Departamento de Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales. C/ de José Gutiérrez Abascal, 2, 28006 Madrid. <u>mbart@mncn.csic.es</u>

(3) Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología, Universidad del País-Vasco-Euskal Herriko Unibertsitatea. Francisco Tomás y Valiente, s/n 01006-Vitoria-Gasteiz.

(4) Departamento de Procesos Geoambientales y Cambio Global. Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC). Avda. Montaña 1005, 50059, Zaragoza.

(5) Institute of Global Environmental Change. Xi'an Jiaotong University. Nº.1 West Building, Xi'an Jiaotong. (China).

(6) Earth Science Department, University of Minnesota. 100 Union St SE, Minneapolis, MN 55455, (USA).

Abstract (Chronology of tufa deposits in the Val river (Iberian Range, Soria Province): Fluvial tufa build-ups located in the Val river (Ágreda, Soria province) have been investigated. Important tufa terraces crop out from Val spring to 8 km downstream along the river. U/Th ages derived from post-depositional speleothems corroborate previous radiocarbon ages stablished along the Holocene. In a higher position respect to the river an extensive terrace dominates the landscape in the area. These tufa buildings show stem rudstonse, floatstones and packstones, leaf prints and eventually oncoid-rich facies. U/Th ages mark a period of tufa development around 240 ky ago, corresponding with the increase of water availability during MIS7. Similar tufa growing periods are recognized in other rivers through the Iberian Range.

Palabras clave: Tobas, Cordillera Ibérica, MIS 7, Río Val Key words: Tufa, Iberian Range, MIS 7, Val River

#### INTRODUCCIÓN

Las formaciones tobáceas representan la respuesta sedimentaria y geomorfológica externa de los sistemas kársticos. Numerosos ríos de la Cordillera Ibérica muestran este tipo de registros morfosedimentarios (p. ej. Vázquez-Urbez et al., 2011, Domínguez-Villar et al., 2011; Arenas et al., 2014, Sancho et al., 2015). Su formación está relacionada con condiciones cálidas y húmedas. En algunos de los ríos que drenan la Cordillera Ibérica, concretamente en el Ebrón, Piedra, Mesa y Añamaza, la formación de tobas tiene lugar durante los estadios isotópicos marinos (Marine Isotope Stages, MIS) 11, 7, 6, 5e, c, a y 1. Además, su desarrollo parece estar relacionado con periodos de alta insolación de verano (mínimos en precesión) (Sancho et al., 2015). En este trabajo se presentan los primeros datos cronológicos de tobas del Pleistoceno en el Río Val (Ágreda, Soria), aportando nuevos datos sobre la formación tobácea



Fig. 1: A) Mapa geomorfológico de la parte alta del Río Val donde aparecen reflejadas las principales morfologías del relieve. B) Afloramiento de tobas de edad pleistocena. C) Tobas apoyadas sobre materiales detríticos gruesos. D) Terraza de tobas sobre las calizas del Jurásico y E) Gran terraza tobácea (líneas rojas) aguas abajo de Ágreda, donde se levantó una columna estratigráfica. La estrella indica la localización del afloramiento estudiado.



cuaternaria, establecida hasta el momento para el Holoceno en dicho río (Aranbarri et al., 2016).

#### LOCALIZACIÓN Y CONTEXTO GEOLÓGICO

El valle del Río Val se localiza en la Sierra del Moncayo (vertiente Norte), aguas abajo de la población de Ágreda (Soria) (Fig. 1). El Río Val nace en la fuente de la Vomitrosa (Ólvega), pero su escaso caudal se infiltra hasta que reaparece en el Parque de la Dehesa (Ágreda), donde, junto a otras fuentes, forma la principal surgencia (~950 m a.s.l). El Río Val descarga en el Río Queiles cerca de la población de Los Fayos (Zaragoza), y el Queiles vierte sus aguas al Río Ebro a la altura de la localidad de Tudela (Navarra). El clima en la zona es de tipo Mediterráneo continental. Las principales precipitaciones se deben a la entrada de frentes atlánticos y se concentran durante la primavera y otoño. Presentan un valor medio de 510 mm/año. La temperatura media anual está en torno a 11ºC. La vegetación se caracteriza por la presencia de robles (Quercus robur, Q. petraea), queijos (Q. faginea), encinas (Q. ilex), pino silvestre (Pinus sylvestris), así como pino negro (Pinus nigra) en las zonas más elevadas del Moncayo.

Los principales manantiales de la zona se sitúan en Ágreda y Vozmediano, con una descarga de 150 L s <sup>1</sup> y 500-800 L s<sup>-1</sup>, respectivamente (García-Gil et al., 2013), con origen en el acuífero jurásico. Se trata de aguas bicarbonatadas cálcicas procedentes del polje del Araviana, localizado en la vertiente sur del Moncayo. La geología del entorno está dominada por calizas jurásicas (Facies Purberk-Weald) (Fig.1) que rodean parte del pico Moncayo, y materiales silíceos detríticos del Pérmico y Triásico que conforman el núcleo del anticlinal que da lugar a dicho pico (Gil-Imaz y Pocoví, 1994).

Muestra	(bbp) <sub>528</sub> N	<sup>230</sup> Th / <sup>232</sup> Th (ató x10 <sup>-5</sup> )	<sup>230</sup> Th Edad (a) (sin corregir)	<sup>230</sup> Th Edad (Ka BP)*** (corregido )
Val 1.3	595 ±1	$1181 \pm 24$	238833 ±2036	238 ±2,0
Val 1.4	613 ±1	530 ±11	$245480 \pm 2088$	245 ±2,1
C3.1	$1172,8\pm 2,7$	45,9 ±0,9	5511 ±19	$4,9 \pm 0,4$
C3.2	1277,0 ±2,8	$10,9\pm0,2$	$1825 \pm 12$	$1,0 \pm 0,5$

Tabla 1:  $[{}^{230}Th/{}^{238}U]$ actividad=1-e- $\lambda^{230}T+(\delta^{234}Umedido/1000)$  $[\lambda^{230}/(\lambda^{230}-\lambda^{234})]$  (1-e- $(\lambda^{230}-\lambda^{234})$  T), donde T es la edad. Las constantes de desintegración son 9.1577 x 10-6 año-1 para  ${}^{230}Th$ , 2.8263 x 10-6 yr-1 para  ${}^{234}U$ , y 1.55125x10 10 año-1 para  ${}^{230}Th$ , 2.8263 x 10-6 yr-1 para  ${}^{234}U$ , y 1.55125x10 10 año-1 para  ${}^{230}Th$  (Cheng et al., 2013). El grado de contaminación por  ${}^{230}Th$  se indica por la relación atómica [ ${}^{230}Th/{}^{232}Th$ ] en lugar de la actividad. Las correcciones en la edad se calcularon usando un valor medio cortical de la relación atómica [ ${}^{230}Th/{}^{232}Th$ ] de 4.4 x 10-6 ± 2.2 x 10-6. Esos son los valores para el material en equilibrio secular, con un valor  ${}^{232}Th/{}^{238}U$  cortical de 3,8. Los errores se asumen, arbitrariamente, como del 50%. \*\*\*Años BP

# **MATERIAL Y MÉTODOS**

Tras un análisis fotogeológico y el reconocimiento de campo, se seleccionó un depósito para levantar una columna estratigráfica (Fig.1E). Con la ayuda de un GPS se tomaron datos a lo largo del cauce actual y en las terrazas tobáceas para construir el perfil longitudinal (Fig. 2). Se seleccionaron 4 muestras de tobas para su datación por U/Th: dos en estromatolitos y oncolitos (Val 1.3 y Val 1.4, Fig. 1E) y otras dos en la Cascada de las Truchas (C3.1 y C3.2; Fig. 1C). Las dataciones se realizaron en la Universidad de Minnesota (USA), siguiendo el protocolo de separación del U y Th (Edwards et al. 1987) y utilizando un ICP-MS multicolector tipo Neptune. Aunque se trata de medios porosos, donde frecuentemente el sistema puede estar abierto, el U/Th es usado en este tipo de depósitos (p. ej. Domínguez-Villar et al., 2011; Sancho et al., 2015, entre otros), aunque la selección de muestras debe hacerse cuidadosamente evitando zonas de alta porosidad. En sistemas abiertos, se produce un incremento de la relación <sup>230</sup>Th/<sup>234</sup>U, envejeciendo la edad real. Las edades obtenidas aparecen reflejadas en la tabla 1.

# RESULTADOS GEOMORFOLOGÍA

las formas de relieve están dominadas principalmente por extensas terrazas tobáceas (Fig.1), cuyo espesor varía entre 6 y 20 m y se localizan en ambas márgenes de Río Val. Afloran a lo largo de todo el valle, de manera discontinua, hasta casi 8 km aguas abajo de la surgencia principal. En el fondo de valle aparecen varios niveles de terraza, probablemente holocenos, como evidencia la datación de algunas facies de represamiento (Aranbarri et al., 2016). En la unión de los barrancos tributarios al Río Val es frecuente la aparición de pequeños abanicos aluviales en posiciones colgadas respecto al cauce actual del río. Además, estos valles afluentes suelen presentar rellenos de fondo, destinados actualmente para el cultivo. Los principales relieves estructurales están formados por cuestas desarrolladas sobre rocas del Jurásico. Puntualmente se reconocen acumulaciones de ladera. El río, excavado en roca caliza, muestra un discurso meandriforme, que evidencia un proceso de sobreimposición fluvial. El perfil longitudinal del río indica tres cambios de pendiente que coinciden con pequeñas cascadas (C1, C2, C3) (Fig. 2). Los niveles de terrazas tobáceas señalan un patrón de



Fig. 2: Perfil longitudinal del Río Val (azul) y de los niveles de terrazas tobáceas y su potencia (puntos rojos y barras verticales). C3: Cascada de las Truchas.

pendiente similar (Fig. 2), mientras la potencia de los depósitos se reduce aguas abajo de la surgencia.

#### **CRONOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS TOBÁCEOS**



Las edades obtenidas por AMS <sup>14</sup>C en las tobas del Río Val muestran que su formación se produjo entre hace 9.8 y 7.1 ka (Aranbarri et al., 2016). Estas tobas de edad holocena, conforman niveles aterrazados situados a escasos metros sobre el nivel del río. Se trata de depósitos de carácter principalmente margoso con fitoclastos a techo, y alcanzan una potencia de 9 m. Representan ambientes estancados y se localizan aguas arriba de la Cascada de las Truchas (C3) (Fig.1). Las edades de U/Th obtenidas sobre espeleotemas posteriores en esa cascada  $(1\pm0.5~ka~y~4.9\pm0.3~ka)$  (Tabla 1; C3) indican, junto a las edades previas de  $^{14}C,$  que la Cascada de las Truchas es anterior al Holoceno medio, por lo que probablemente su formación ocurrió al inicio del presente interglaciar. Las edades U/Th derivadas de estromatolitos y oncolitos en la gran terraza (Fig.1 E) indican que su formación tuvo lugar en torno a 238±2 y 244±2.1 ka, lo que implica una importante actividad de formación de tobas durante el MIS 7.

# **ESTRATIGRAFÍA Y FACIES**

Las terrazas pleistocenas del valle del Río Val se corresponden con depósitos de tobas y depósitos detríticos (Fig. 1A). Se apoyan directamente sobre el sustrato mesozoico mediante discordancia angular. La potencia es muy variable y algunos superan los 20 m. Los depósitos detríticos están formados por conglomerados y gravas polimícticas (sobre todo de cantos de calizas jurásicas) que incluyen bloques y cantos de tobas. Forman depósitos de geometría lenticular de hasta 2 m de potencia, los más potentes en la base, y los más finos intercalados entre las tobas. Las facies carbonatadas son muy diversas, siendo las más abundantes los rudstones, floatstones y packstones de tallos cubiertos de calcita (fitoclastos) e impresiones de frutos (p. ej. piñas) y hojas (Fig. 3A, B). A veces incluyen oncolitos de diámetro centimétrico. Las envueltas de los tallos suelen estar laminadas y alcanzan hasta 2 cm de espesor. También son comunes los boundstones de tallos creciendo hacia arriba, formando pequeños parches, de hasta 20 cm de altura. En menor proporción se encuentran estromatolitos formado niveles lenticulares de hasta 15 cm de espesor, inclinados según la dirección de flujo. Algunos intervalos de textura fina contienen fragmentos carbonosos de tamaño milimétrico a centimétrico. Además, se encuentran boundstones de musgos y tallos colgantes dispuestos en cuerpos de gran inclinación (Fig. 3C). Son raras las facies de arenas de carbonato y mudstones.

En conjunto, estos depósitos corresponden a un sistema fluvial de pendiente moderada, con tramos más inclinados que favorecen el desarrollo de cascadas, sobre todo en el curso final del sector estudiado.

# DISCUSIÓN

#### IMPLICACIONES PALEOCLIMÁTICAS

Las cronologías obtenidas de <sup>14</sup>C y U/Th indican que la formación de tobas en el Río Val tuvo lugar durante dos intervalos: 1) el Holoceno inferior y medio, y 2) durante el MIS 7, en torno a hace 240 ka. Numerosos afloramientos de edad holocena han sido reconocidos a lo largo de los ríos que drenan la Cordillera Ibérica, concretamente en las Parras del



Fig. 3: A) Impresión fósil de hoja. B) Packstone de tallos. C) Boundstone de musgos y tallos con fuerte inclinación.

Río Martín (Rico et al., 2013), en los ríos Ebrón, Piedra, Mesa y en el cercano valle del Añamaza (Sancho et al., 2015; Luzón et al., 2017). Así el Holoceno destaca como un momento de importante desarrollo tobáceo generalizado en la Ibérica (Sancho et al., 2015). Sin embargo, los depósitos holocenos muestran una menor entidad en comparación con otros depósitos del Pleistoceno. Similar patrón se observa en el Río Val, donde destaca un mayor desarrollo tobáceo y de mayor envergadura durante el MIS 7, comparado con el Holoceno. Durante el MIS 7 aparecen tobas principalmente en los ríos Piedra y Mesa (Vázquez-Urbez et al., 2011; Sancho et al., 2015). Sin embargo, no aparecen formaciones tobáceas de esa edad en el cercano valle del Río Añamaza. Las edades indican que la formación de tobas en el Río Val tuvo lugar a finales de la terminación glaciar 3 (TIII), coincidiendo probablemente con el comienzo del MIS 7. Un importante cambio hacia condiciones más húmedas se ha detectado en una estalagmita



de la cueva del Recuenco (Ejulve, Teruel), al comienzo de dicho interglaciar en la Cordillera Ibérica (Pérez-Mejías et al., 2017). Así, el desarrollo tobáceo parece estar asociado a una mejora climática en términos de temperatura y mayor disponibilidad hídrica durante el MIS 7.

# CONCLUSIONES

En este trabajo se presentan los primeros resultados del desarrollo tobáceo durante el Pleistoceno en el Río Val, aportando nuevos datos a la cronología regional.

- Desde el punto de visto geomorfológico las tobas dominan el paisaje en torno al Río Val. Así, aparecen importantes terrazas tobáceas prácticamente desde su nacimiento hasta casi 8 km aguas abajo, superando algunas de ellas los 20 m de potencia.
- Dataciones preliminares de U/Th muestran que durante el MIS7 se produjo un importante desarrollo de tobas, seguramente en relación con un aumento de las precipitaciones y probablemente de la temperatura.
- Las facies sedimentarias y las características sedimentológicas indican que se trataba de un sistema fluvial de pendiente moderada con desarrollo de cascadas. A diferencia del Holoceno, en el Pleistoceno las zonas de represamiento eran escasas.
- Las dataciones de U/Th de la Cascada de las Truchas corroboran las dataciones de <sup>14</sup>C previas realizadas en las facies de represamiento, indicando que dicha cascada pudo formarse al inicio del Holoceno.

El levantamiento de más perfiles estratigráficos y la realización de más dataciones permitirá mejorar la interpretación sedimentológica y el marco cronológico de las tobas del río Val.

**Agradecimientos:** Este trabajo está dedicado a nuestro compañero y gran amigo Carlos Sancho Marcén, que nos dejó el pasado mes de febrero de 2019. Su entusiasmo, simpatía y amistad nos hizo explorar nuevos horizontes en el campo de la geología.

#### REFERENCIAS

Aranbarri, J., Bartolome, M., Alcolea, M., Sancho, C., Celant, A., González-Sampériz, P., Arenas, C., Magri, D., Rodríguez-Lázaro, J. (2016). Palaeobotanical insights from early-mid holocene fluvial tufas in the Moncayo Natural Park (Iberian range, NE Spain): regional correlations and biogeographic implications. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 234, 31–43.

- Arenas, C., Vázquez-Urbez, M., Pardo, G., Sancho, C. (2014). Sedimentology and depositional architecture of tufas deposited in stepped fluvial systems of changing slope: lessons from the Quaternary Añamaza valley (Iberian Range, Spain). Sedimentology, 61, 133–171.
- Cheng, H., Lawrence Edwards, R., Shen, C.-C., Polyak, V.J., Asmerom, Y., Woodhead, J.D., Hellstrom, J.,Wang, Y., Kong, X., Spötl, C., Wang, X., Calvin Alexander Jr., E. (2013). Improvements in <sup>230</sup>Th dating, <sup>230</sup>Th and <sup>234</sup>U half-life values, and U–Th isotopic measurements by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Earth and Planetary Science Letters*, 371–372, 82–91.
- Domínguez-Villar, D., Vázquez-Navarro, J.A., Cheng, H., Edwards, R.L. (2011). Freshwater tufa record from Spain supports evidence for the past interglacial beingwetter than the Holocene in the Mediterranean region. *Global and Planetary Change*, 77, 129–141.
- Edwards, R.L., Cheng, H., Wasseburg, G.J.1987. <sup>238</sup>U-<sup>234</sup>U-<sup>230</sup>Th-<sup>232</sup>Th systematics and the precise measurements of time over the past 500,000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 81, 175–192.
- García-Gil, A., Sánchez Navarro, J.A., Pérez-García, A., Vázquez-Suñé, E., Mateo Lázaro, J. (2013). Cuantificación del flujo subterráneo en la vertiente suroccidental del Macizo del Moncayo, España. *Geogaceta*, 54, 107-110.
- Gil-Imaz, A. and Pocoví, J A. (1994). La esquistosidad alpina del extremo NW de la Cadena Ibérica Oriental (Sierra del Moncayo). Distribución, génesis y significado tectónico. *Revista Geológica de España*, 7, 91-113.
- Luzón, A., Gauthier, A., Pérez, A., Pueyo-Anchuela, O., Mayayo, M.J., Muñoz, A. (2017). Late Pleistocene-Holocene palaeoenvironmental evolution of the Anamaza River valley (Iberian Range, NE Spain): multidisciplinary approach on the study of carbonate fluvial systems. *Quaternary Internationa*, *I* 437, 51–70
- Pérez-Mejías, C., Moreno, A., Sancho, C., Bartolomé, M., Stoll, H., Cacho, I., Cheng, H., Edwards, R.L. (2017).
  Abrupt climate changes during Termination III in Southern Europe. *Proceedings of the National Academy* of Sciences, 114, 10047–10052.
  Rico, M.T., Sancho-Marcén, C., Arenas-Abad, M.C.,
- Rico, M.T., Sancho-Marcén, C., Arenas-Abad, M.C., Vázquez-Urbez, M., Valero-Garcés, B.L. (2013). El sistema de barreras tobáceas Holocenas de las Parras de Martín (Cordillera Ibérica, Teruel). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 39, 141-158.
- Sancho, C., Arenas, C., Vázquez-Urbez, M., Pardo, G., Lozano, M. V., Peña-Monné, J. L., Torres, T. (2015). Climatic implications of the Quaternary fluvial tufa record in the NE Iberian Peninsula over the last 500ka. *Quaternary Research*, 84, 398–414.
- Vázquez-Urbez, M., Pardo, G., Arenas, C., Sancho, C. (2011). Fluvial diffluence episodes reflected in the Pleistocene tufa deposits of the River Piedra (Iberian Range, NE Spain). *Geomorphology*, 125, 1–10.


# CALCRETAS, ESPELEOTEMAS Y DEPÓSITOS ALUVIALES: TRES REGISTROS DE UNA MISMA HISTORIA GEOLÓGICA (NERJA, MÁLAGA)



A. Aranburu<sup>(1,2)</sup>, A. Bodego<sup>(2,3)</sup>, C. Jiménez de Cisneros<sup>(4)</sup>, I. Álvarez<sup>(5)</sup>, C. Liñán<sup>(6,11)</sup>, M. Arriolabengoa<sup>(1,2)</sup>, P. Bilbao-Lasa<sup>(1,2)</sup>, E. Iriarte<sup>(2,7)</sup>, A. González-Ramón<sup>(8)</sup>, H. Cheng<sup>(9)</sup>, M. del Val<sup>(1,2,10)</sup>

- (1) Dpto. Mineralogía y Petrología. Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco (UPV/EHU). Bº Sarriena s/n, 48940 Leioa. arantza.aranburu@ehu.eus; martin.arriolabengoa@ehu.eus; peru.bilbao@ehu.eus
- (2) Sociedad de Ciencias Aranzadi. Zorroagaina, 11. 20014 Donostia-San Sebastián.
- (3) Dpto. Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco (UPV/EHU). Bº Sarriena s/n, 48940 Leioa. arantxa.bodego@ehu.eus
- (4) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-UGR, Avda. de las Palmeras nº4, 18100 Armilla, Granada. concepcion.cisneros@iact.ugr-csic.es
- (5) Dpto. Expresión Gráfica y Proyectos de Ingeniería. Escuela de Ingeniería de Bilbao, Universidad del País Vasco (UPV/EHU), c/ Pitxitxi 2, 48013 Bilbao. irantzu.alvarez@ehu.eus
- (6) Fundación Pública de Servicios Cueva de Nerja, Instituto de Investigación, C/ Carretera de Maro s/n, 29787- Nerja (Málaga). cbaena@cuevadenerja.es
- (7) Laboratorio de Evolución Humana, Dpto. de Historia, Geografía y Comunicación, Universidad de Burgos. 09001 Burgos. eiriarte@ubu.es
- (8) Instituto Geológico y Minero de España, IGME, Urb. Alcázar del Genil 4, Edif. Zulema Bajo, 18006 Granada. antonio.gonzalez@igme.es
- (9) Dept. of Geology and Geophysics, University of Minnesota, 310 Pillsbury Drive, SE, Minneapolis, MN 55455, USA.
- (10) CENIEH. Paseo Sierra de Atapuerca, 3. 09002 Burgos. miren.delval@cenieh.es

(11) Dpto. Ecología y Geología. Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga. Campus de Teatinos s/n, 29071-Málaga. crilinbae@uma.es

Abstract (Calcretes, speleothems and alluvial deposits: three records of the same geological history [Nerja, Málaga]): In this work we study the genetic link between calcretes, speleothems and alluvial deposits developed on the epikarst and endokarst of the Nerja Cave (Nerja, Málaga, Spain) and the adjacent Quaternary (Pleistocene) alluvial fan. Field and petrographic observations, and  $\delta^{18}$ O and  $\delta^{13}$ C isotopic data analysis of the host rock, distinct calcrete types and epikarst speleothems indicate that these deposits are the result of arid and more humid climatic episodes. Epikarstic and endokarstic speleothem U/Th absolute dating indicate that both endokarstic and epikarstic development of the Nerja Cave was coetaneous and genetically linked to the sedimentation of the adjacent Pleistocene alluvial fan, as a response to climatic changes.

**Palabras clave:** Cueva de Nerja, dataciones de espeleotemas, calcreta, abanico aluvial. *Key words: Nerja Cave, speleotheme datation, calcrete, aluvial fan.* 

# INTRODUCCIÓN

El desarrollo de abanicos aluviales está relacionado con ciclos tectosedimentarios que son favorecidos por estadios climáticos áridos, semiáridos y mediterráneos de estación seca prolongada y episodios de lluvias puntuales (Borges et al., 2016). En estas condiciones climáticas la baja intensidad de las precipitaciones impide la lixiviación del ión Ca<sup>2+</sup> en el perfil del suelo/roca y, por ello, es frecuente también el desarrollo de calcretas (e.g. Wright y Tucker, 1991). Según las cronologías propuestas por distintos autores, el Abanico Aluvial II del Pleistoceno adyacente a la Cueva de Nerja son coetáneas al desarrollo vadoso post-colapso (800 ka) de la Cueva de Nerja (Guerra-Merchán et al., 2004, Durán, 1996).

El objetivo de este trabajo ha sido comparar, para un mismo rango temporal (transición MIS 11-10) los procesos geológicos registrados en el entorno del karst de la Cueva de Nerja (Fig. 1) y así avanzar en el conocimiento de los procesos de formación y desarrollo de la cueva y su entorno. Para ello se ha centrado en el estudio tanto de la superficie (epikarst), como del interior de la cueva (endokarst), así como en el Abanico Aluvial II del Pleistoceno (Guerra-Merchán et al., 2004).

# LOCALIZACIÓN

La Cueva de Nerja está situada al NO de Maro, en la provincia de Málaga y está emplazada en los mármoles triásicos del Manto de Almijara (e.g., Andreo et al., 1993). Presenta un desarrollo en planta de aproximadamente 600 m de longitud en dirección NNE-SSO (Fig. 1), con 3 sectores bien diferenciados. Es conocida por sus dimensiones y espeleotemas, siendo algunos de ellos de más de 800 ka de edad (Durán, 1996). Sobre estas rocas Rodríguez Vidal y Cáceres (1993) describen una superficie de erosión miocena que, al norte de Maro quedó expuesta, mientras que hacia el sur está parcialmente cubierta por abanicos aluviales (Abanico Aluvial II) y depósitos marinos costeros, de edad Plio-Cuaternaria (e.g., Guerra-Merchán et al., 2004).

# METODOLOGÍA

El trabajo de campo se ha realizado utilizando principalmente el mapa geomorfológico elaborado por Guerra-Merchán et al. (2004).

Las rocas han sido estudiadas en el campo, en muestra de mano pulidas y láminas delgadas. El





Fig. 1: Localización geográfica de la Cueva de Nerja y ubicación de las muestras estudiadas.

estudio petrológico ha sido realizado mediante microscopía de luz transmitida (Olympus BH2 con un sistema fotográfico digital Olympus DP10 acoplado). La mineralogía de las muestras ha sido determinada por difracción de rayos-X (DRX) en los laboratorios del Parque Científico y Tecnológico de la Universidad de Burgos y en los Servicios Generales de Investigación-SGIker de la UPV/EHU.

Los análisis de isótopos estables ( $\delta^{18}$ O y  $\delta^{13}$ C) se han realizado en las calcretas formadas sobre y entre los mármoles dolomíticos triásicos encajantes de la Cueva de Nerja en el laboratorio de isótopos estables del laboratorio del IACT-CSIC de la Universidad de Granada.

La correlación de los distintos eventos de formación de precipitados se ha vertebrado en 4 espeleotemas de tipo colada (*flowstone*), dos de ellos afloran en el exterior, ligados a las calcretas, y otros dos en el interior de la cueva. En el muestreo se extrajo entre 80 y 270 mg de muestra con una broca dental de carburo *widia*, siguiendo las técnicas de Dorale et al. (2004). Las dataciones se han realizado por el método U/Th en los laboratorios de la Universidad Xi'an Jiaotong (China).

# RESULTADOS

Los resultados de las dataciones (Tabla I) han puesto de manifiesto la correlación/contemporaneidad de diferentes registros sedimentarios en el entorno de la Cueva de Nerja.

Muestras	<sup>230</sup> Th Age (yr) (corrected)			
Epikarst				
NER-20	401695	±9354		
NER-24	339681	±5094		
Endokarst				
Ntorca e/1a	391188	±9090		
Ncataclism e/3	349174	±11674		

Tabla. I: Dataciones U/Th de espeleotemas (flowstone) del epikarst y endokarst de la Cueva de Nerja.

*Calcretas y Espeleotemas en el epikarst de Nerja* Intercalados entre los mármoles de Sierra Almijara se observan texturas de alteración y precipitados carbonatados de distinto tipo que rellenan fisuras. Se han diferenciado tres tipos: calcretas beige/gris, calcretas rojas y espeleotemas de tipo colada (Aranburu et al., 2018).

Los espeleotemas de tipo colada aparecen asociados a las calcretas de color beige/gris. Las calcretas rojas, sin embargo, pueden aparecer relacionadas o no con las calcretas beige/gris, pero no directamente con las coladas. Los espeleotemas (*flowstone*), de hasta 33 cm de potencia, presentan textura columnar y dendrítica abierta (Aranburu et al., 2018). El crecimiento de esparita puede alternar, en algunos casos, con facies micro-peloidales de micrita, muy similar al observado en la calcreta beige/gris. Las dataciones de U/Th realizadas en dos de estas coladas han arrojado una edad de 401.695 ±9.354 y 339.681 ±5.094 años (Tabla I).

El estudio petrológico confirma las diferencias existentes entre la calcreta beige/gris, más micrítica, y la calcreta roja, con más aportes detríticos (arena de dolomita y algunos filosilicatos) (Aranburu et al., 2018). El estudio isotópico sobre las calcretas puede aportar información sobre los procesos y el ambiente de formación de éstas (Tanner, 2010). Los resultados isotópicos obtenidos sobre el perfil de calcreta (beige/gris y roja) estudiado indican unos valores isotópicos que varían entre -3.45 y -6.39 ‰ para el  $\delta^{18}$ O y entre -2.85 y -8.16 ‰ para el  $\delta^{13}$ C (Tabla II).

Muestra	δ <sup>13</sup> C ‰(PDB)	δ <sup>18</sup> O ‰(PDB)		
1B	-7.65	-5.21		
2B	-7.28	-5.37		
3B	-8.16	-5.04		
4B	-7.80	-4.90		
5B	-7.85	-6.39		
6B	-8.05	-5.79		
7R	-6.85	-4.20		
8R	-5.20	-4.43		
9R	-4.79	-4.94		
10R	-2.85	-3.45		

Tabla. II: Valores de  $\delta^{13}$ C y  $\delta^{18}$ O en calcretas: B (beige/gris) y R (rojas) formadas en los mármoles dolomíticos.

En general los valores de  $\delta^{18}$ O indican un origen ligado a aguas meteóricas, con momentos de mayor o menor evaporación en el área. El agua involucrada en la formación de ambas calcretas sería de composición parecida, aunque los valores de  $\delta^{18}$ O algo más positivos de las calcretas rojas, probablemente estén relacionados con una mayor influencia de la evapotranspiración durante su formación.

En cuanto a los valores de  $\delta^{13}$ C de la calcreta roja, sugieren una importante participación de plantas tipo C3. En la calcreta beige/gris los valores son más negativos (Tabla II) que los obtenidos para la calcreta roja, lo que sugiere unas condiciones de formación de menor aridez.

El análisis mineralógico de la fracción arcilla pone de manifiesto en ambas calcretas la presencia de clorita, aunque con cristalinidades diferentes. En la



calcreta beige/gris la cristalinidad es muy baja, probablemente ligada a unas condiciones ambientales que favorecieron una mayor disponibilidad hídrica, lo que facilitaría una menor preservación y mayor degradación de los minerales.

Por el contrario, en la calcreta roja la alta cristalinidad de la clorita observada confirmaría una situación en un ambiente más árido con escasos procesos de hidrólisis que permitió una mejor preservación del tamaño original de los materiales formados.

### Endokarst de Nerja: evolución vadosa

A tenor de la estratigrafía establecida entre los distintos procesos geológicos y la relación de algunos de éstos con el derrumbe de las grandes columnas, fechado en torno a 800 ka (Durán, 1996), se han seleccionado dos zonas de estudio.

La Sala de la Torca (Fig. 2-Corte AA'), supuestamente una de las salas más antiguas, ofrece un complejo desarrollo de espeleotemas, con superposición de varias fases. Una gran columna de diámetro métrico es solapada hacia su base por distintas generaciones de coladas (*flowstone*). Una de las primeras coladas formada por grandes cristales de tipo columnar limpia, se ha datado en 391.188 ±9.090 años (Tabla I).

En la vecina Sala del Cataclismo (Fig. 2-Corte BB') puede establecerse una relación espacial y de superposición entre los distintos registros geológicos endokársticos. La acumulación de las grandes columnas y estalactitas rotas, relacionada con el colapso de distintos pisos kársticos, c.a. 800 ka (Durán, 1996), establece una datum temporal que permite ordenar los procesos endokársticos en el tiempo. Los abanicos coluviales que afloran a ambos lados de la galería, formados por cantos monomícticos autóctonos de fragmentos de mármol dolomítico, más o menos embebidos en una matriz de arena de dolomita, se apoyan estratigráficamente sobre la bloquera. Son, por tanto, posteriores al colapso y están fosilizados por coladas (flowstone) de calcita, color caramelo, de entre 15-20 cm de

potencia. La parte intermedia de esta colada aporta una edad de formación de 349.174 ±11.674 años (Tabla I).

# Abanico Aluvial II: formación y eogénesis

Dataciones realizadas en el Abanico Aluvial II indican una edad de formación que abarca desde 880 ka, en la base (Guerra-Merchán et al., 2004) y 120 ka a techo (Durán et al., 1993).

Predominan los cantos redondeados de mármol dolomítico, de 4-7 cm diámetro, conformando una textura orto- o para-soportada. La ausencia de una matriz detrítica y la presencia, en su lugar, de un mosaico de cristales equidimensionales de calcita, es un rasgo frecuente en estos depósitos.

Estos depósitos aluviales, también presentan formaciones de calcretas de color beige/gris y rojas, en apariencia idénticas a las descritas en los mármoles dolomíticos, y también están ligadas a fisuras, tanto a techo del abanico como en su interior.

# DISCUSIÓN

En el epikarst de Nerja, la estrecha relación entre formación de espeleotemas y calcretas beige/gris, sugiere una relación genética entre ambos tipos de precipitados. Durante la denudación y meteorización del mármol dolomítico, la infiltración del agua meteórica daría lugar a la disolución de la roca a favor de fisuras/planos de estratificación. En función de su energía y/o grado de saturación, la circulación del agua provocaría o bien la erosión del mármol y/o la formación de coladas (relacionadas con un flujo laminar), tanto en el epikarst como en el endokarst. Durante períodos más áridos, favorecido por la evaporación y con una importante acción de la cobertera vegetal, el crecimiento de los espeleotemas daría paso a la formación de calcretas en el epikarst. Las dataciones realizadas en los espeleotemas, tanto del epikarst como del endokarst, coinciden en torno a los 340 ka y 400 ka, durante los estadios isotópicos MIS 11 (interglacial) y MIS 10 (glacial).



Fig. 2: Topografía de las salas turísticas de la Cueva de Nerja (izda.) y cortes realizados con la ubicación de las dataciones (dcha.). Fuente: Elaboración propia a partir de la topografía cedida por la Fundación Pública de Servicios de la Cueva de Nerja.



La formación de espeleotemas y calcretas puede relacionarse con variaciones en la precipitación durante el Pleistoceno Medio: la formación de calcretas tendría lugar durante los intervalos de marcada estacionalidad e importantes intervalos de aridez; las coladas, sin embargo, representarían períodos más húmedos, y/o bien períodos de reducción de la estacionalidad de la lluvia (Borges et al., 2016).

Los valores del  $\delta^{18}$ O y  $\delta^{13}$ C obtenidos en ambos tipos de calcretas son bastante negativos y se sitúan dentro del rango típico de calcretas de origen freático donde el mecanismo de precipitación más importante es el efecto de ión común y ascenso capilar (e.g., Adamson et al., 2015). La covarianza positiva existente entre los valores  $\delta^{13}C$  y  $\delta^{18}O$  de las calcretas beige/gris y rojas, con un coeficiente de correlación significativo r=0.745 (p=0.0134) para el perfil estudiado, sugiere que ambos isótopos responden al mismo parámetro ambiental, pudiendo estar relacionado en este caso con una situación de aridez que debió ser algo más acusada durante la formación de la calcreta roja. Estas condiciones también quedan reflejadas en la mineralogía de la fracción arcillosa, constatándose una mayor cristalinidad de la clorita en la calcreta roja, indicando la presencia de condiciones más áridas que durante la formación de la calcreta beige/gris. En los episodios húmedos, es de suponer que el abanico aluvial también estaría activo, depositando la carga sedimentaria en forma de rellenos de canal y barras. En periodos más áridos, sin embargo, la disminución del caudal de agua de escorrentía provocaría el cese del crecimiento del abanico y la circulación de las aguas ricas en Ca<sup>2+</sup> a través de los depósitos detríticos aluviales. Esta circulación de agua daría lugar a la dedolomitización de la matriz de arena dolomítica (durante la eodiagénesis) y la generación cristales de calcita de (esparita) por reemplazamiento.

# CONCLUSIONES

Las observaciones de campo y el estudio petrológico de la roca encajante de la Cueva de Nerja (mármoles dolomíticos triásicos), de las calcretas de color beige/gris y rojas desarrolladas sobre su epikarst y del abanico aluvial adyacente de edad pleistocena, así como de los espeleotemas tipo colada intercalados entre las calcretas, sugieren su formación bajo condiciones áridas. Los datos isotópicos de  $\delta^{18}$ O y  $\delta^{13}$ C indican que la formación de las calcretas rojas se dio en épocas relativamente más áridas, mientras que las beige/gris se formaron bajo climas con mayor disponibilidad hídrica. La datación de los espeleotemas del epikarst y del interior de la cueva sugieren que la evolución del sistema kárstico, tanto del epikarst como del endokarst fue, en parte, coetánea a la formación del abanico aluvial en el exterior y, por tanto, registran

distintas fases de humedad variable durante parte del Pleistoceno (MIS10 y MIS11).

**Agradecimientos:** A la Fundación Pública de Servicios Cueva de Nerja y a su Instituto de Investigación por su apoyo y financiación al proyecto "Estudio geológico de la Cueva de Nerja (Maro, Nerja)", así como al Grupo de Investigación IT1029-16 del Gobierno Vasco. Queremos agradecer especialmente el apoyo y la colaboración incansable de D. Luis-Efrén Fernández, Conservador de la Cueva de Nerja.

### REFERENCIAS

- Adamson, K., Candy, I., Whitfield, L. (2015). High-resolution analysis of Quaternary calcretes: a coupled stable isotope and micromorphological approach. *European Geosciences Union*, Viena.
- Andreo, B., Carrasco, F., Sanz de Galdeano, C. (1993).
  Estudio geológico del entorno de la Cueva de Nerja. En: Geología de la Cueva de Nerja (F. Carrasco, Ed.).
  Trabajos sobre la Cueva de Nerja, 3, 25-50. Patronato de la Cueva de Nerja. Málaga.
- Aranburu,A., Arriolabengoa, M., Bodego, A., Álvarez, I., Bilbao-Lasa, P., Yusta, I., Liñán-Baena, C. (2018). Meteorización de mármoles dolomíticos y su relación con la arena dolomítica de la Cueva de Nerja (Málaga, España). *Geogaceta*, 64, 123-126.
- Borges, S.V.F., Balsamo, F., Vieira, M.M, Iacumin, P., Srivastava, N.K., Storti, F. Bezerra, F.H.R. (2016). Pedogenic calcretes within fracture systems and beddings in Neoproterozoic limestones of the Irecê Basin, northeastern Brazil. Sedimentary Geology, 341, 119-133.
- Dorale, J.A., Edwards, R.L., Alexander, E.C., Shen, C.C., Richards, D.A., Cheng, H. (2004). Uranium-series dating of speleothems: current techniques, limits and applications. En: *Studies of Cave Sediments: Physical and Chemical Records of Paleoclimate* (J. E. Mylroie, I.D. Sasowskyr, Eds.). Kluwer Academy / Plenum publishers, New York, 177-197.
- Durán, J.J., Carrasco, F., Andreo, B. (1993). Cueva de Nerja. *Tecnoambiente*, 27, 73-80.
- Durán, J.J. (1996). Los sistemas kársticos de la provincia de Málaga y su evolución: contribución al conocimiento paleoclimático del Cuaternario en el Mediterráneo occidental. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 409 pp.
- Guerra-Merchán, A., Serrano, F., Ramallo, D. (2004). Geomorphic and sedimentary Plio–Pleistocene evolution of the Nerja area (northern Alborán basin, Spain). *Geomorphology*, 60,89-105.
- Rodríguez Vidal, J., Cáceres, L.M. (1993). Rasgos generales del relieve en el sector suroriental de la Sierra Almijara (Málaga). *Geogaceta*, 14, 49-51.
- Tanner, L.H., (2010). Terrestrial carbonates as indicators of paleoclimate. En: Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments and Processes (A.M. Alonso-Zarza, L.H. Tanner, Eds.). Developments in Sedimentology, Elsevier, 61, 179-214.
- Wright, V.P., Tucker, M.E. (1991). Calcretes: an introduction. En: *Calcretes* (V.P. Wright, M.E. Tucker, Eds.), International Associaton of Sedimentology. Reprint Series, 2. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 1-22.



# RECONSTRUCCION DE LA VEGETACIÓN ASOCIADA A DEPÓSITOS TOBÁCEOS FLUVIALES HOLOCENOS DEL SISTEMA IBÉRICO

J. Aranbarri <sup>(1)</sup>, C. Sancho <sup>(†2)</sup>, C. Arenas <sup>(2)</sup>, M. Bartolomé <sup>(3)</sup>, M. Alcolea <sup>(4,5)</sup>, A. Celant <sup>(6)</sup> M. Leunda <sup>(2,7)</sup>, P. González-Sampériz <sup>(7)</sup>

(1) Dpto. Geografía, Prehistoria y Arqueología, Universidad del País-Vasco-Euskal Herriko Unibertsitatea. Avda. Hornos Caleros, 50. 05003-Vitoria-Gasteiz. josu.aranbarri@ehu.eus

(2) Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12. 50009-Zaragoza.

(3) Dpto. Geología. Museo Nacional de Ciencias Naturales-CSIC, 28006-Madrid.

(4) Dpto. Historia, Universidade de Santiago de Compostela, Praza da Universidade 1, 15782-Santiago de Compostela.

(5) Museum National d'Histoire Naturelle, UMR7209 CNRS, 55 rue Buffon, 75005-París.

(6) Dpto. Biologia Ambientale, Sapienza Università di Roma, Piazzale Aldo Moro 5, 00185 Roma.

(7) Dpto. Procesos Geoambientales y Cambio Global, Instituto Pirenaico de Ecología-CSIC, Avda. Montañana 1005. 50059-Zaragoza.

Abstract (Vegetation reconstruction associated to Holocene fluvial tufa build-ups of the Iberian Range): Fluvial tufa buildups located in the Queiles, Val and Las Parras del Martín river valleys (Iberian Range, NE Iberia), are investigated following radiocarbon dating, palynological and anthracological analyses. The studied tufa deposits have been framed within the Early-Mid Holocene (ca. 9500 to 4000 cal yr BP) in agreement with regional palaeoenvironmental evidences. The obtained palaeobotanical results highlight the existence of dense riparian woodland where diverse broadleaved trees defined the main vegetation features in the river valleys. Deciduous and evergreen oaks were the main spread regional forests accompanied by many warm-loving taxa. Pinewoods were usually confined to high-altitude elevations, although their presence is also relevant around El Batán deposit (in Las Parras del Río Martín) during the Early Holocene. The transition towards the Late Holocene is evidenced by the rise of nitrophilous and ruderal taxa, which are linked to the spread of agricultural and grazing practices along the river valleys.

**Palabras clave:** Depósitos tobáceos, Palinología, Antracología, Biogeografía histórica *Key words:* Tufa build-ups, Palynology, Anthracology, Historical Biogeography

# INTRODUCCIÓN

El Sistema Ibérico, en general, y el sector aragonés, en particular, presentan de manera generalizada acumulaciones tobáceas asociadas con la red fluvial (Sancho et al., 2015). Estos carbonatos terrestres representan la respuesta sedimentaria externa a la dinámica de los sistemas kársticos y, como consecuencia, constituyen excelentes archivos paleoambientales (Ford y Pedley, 1996).

En este tipo de depósitos carbonatados, adquiere especial protagonismo el contenido paleobotánico, objeto de numerosos estudios tanto biogeográficos como biostratigráficos a escala europea (Dabkowski, 2014). La información botánica está constituida por diversos restos de macrocarbones, maderas fosilizadas, así como de moldes vegetales. Los residuos antracológicos preservados en este tipo de depósitos se vinculan a incendios tanto naturales como de origen humano, mientras que la identificación botánica de las impresiones detalla la composición de la flora local, llegando a adquirir gran precisión en términos taxonómicos (Dabkowski, 2014).

A diferencia de los estudios de macroflora, el análisis de palinomorfos aplicado a contextos carbonatados ha sido poco explotado como indicador paleoambiental, debido a las bajas concentraciones polínicas obtenidas y a los múltiples sesgos tafonómicos (Bertini et al., 2014). No obstante, este tipo de registros son de los pocos archivos sedimentarios bien preservados en el ámbito continental Mediterráneo (Aranbarri et al., 2016). De este modo, es posible reconstruir la dinámica de la vegetación en periodos cronológicos poco conocidos, trazando con exactitud la distribución pretérita de comunidades vegetales.

En el presente trabajo, se pretende conocer la historia de la vegetación a partir de indicadores palinológicos y antracológicos en una zona donde los estudios paleoambientales son fragmentarios y en general, con un control cronológico deficitario. Por todo ello, se han seleccionado los depósitos tobáceos holocenos de Las Parras de Martín (40°47'N; 0°55'W; 1070 m s.n.m) (Rico et al., 2013), del Río Queiles (41°50'N; 1°51'W; 854 m s.n.m.) así como del Río Val (41°52'N; 1°52'W; 765 m s.n.m.) (Aranbarri et al., 2016), de los que se conoce bien su marco morfocronoestratigráfico.

#### LOCALIZACIÓN

Las tobas fluviales de los ríos Queiles y Val se localizan en la vertiente norte de la Sierra del Moncayo. Ambos ríos discurren por materiales Mesozoicos de la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica, y cenozoicos de la Cuenca del Ebro. Junto afloramientos con algunos puntuales de conglomerados tobas pleistocenas, bien у representadas en el Río Añamaza (Arenas et al., 2014) y holocenas en Añavieja (Luzón et al., 2017), en el fondo de valle aparece un nivel aterrazado constituido por tobas calizas, que definen el objeto de estudio.

Los depósitos cuaternarios de Las Parras del Río Martín se emplazan sobre materiales mesozoicos carbonatados del Jurásico Inferior (dolomías y calizas), Cretácico Inferior (calizas, margas, arenas y





Fig. 1: Diagrama polínico del depósito tobáceo de El Batán en las Parrás de Martín.

arcillas) y Cretácico Superior (calizas y dolomías), presentando estructuras tectónicas complejas de Ibérica (NO-SE NE-SO). orientación y Geomorfológicamente, la erosión diferencial cuaternaria asociada al encajamiento de la red de drenaje, ha dado lugar a diversos relieves de gran envergadura. Entre ellos, adquieren especial protagonismo los barrancos profundos, denominados localmente hocinos (Rico et al., 2013).

El clima en la zona es de tipo Mediterráneo Continental, y es durante la primavera y otoño cuando se producen las precipitaciones más importantes debido a la entrada de frentes atlánticos. Estas presentan un valor medio de 510 mm/año y la temperatura media anual es de 11 °C.

En cuanto a la flora, los afloramientos seleccionados se emplazan en el piso meso-Mediterráneo, caracterizado por un bosque esclerófilo dominado por encinares (Quercus ilex) y quejigales (Q. faginea) con abundante matorral xerofítico (Thymus vulgaris, Rosmarinus officinalis, Lavandula latifolia, Rhamnus alaternus, Genista scorpius, Ephedra fragilis). En las parameras calcícolas con suelos pobremente evolucionados, son los sabinares los que adquieren protagonismo (Juniperus phoenicea, J. thurifera). En las zonas por encima de 1500 m, los pinares de tipo albar y negro (Pinus sylvestris y P. nigra, respectivamente) predominan en el piso supra-Mediterráneo, acompañado por abundante matorral compuesto por Buxus sempervirens, Juniperus sabina, Arctostaphylos uva-ursi, Erinacea anthyllis, Berberis vulgaris y Amelanchier ovalis. Asimismo, en las vaguadas y zonas de umbría, diversas especies caducifolias aparecen acantonadas, como el abedul (Betula pendula), melojos (Quercus pyrenaica), avellanos (Corylus avellana) y arces (Acer monspessulanum), entre otros. En el curso fluvial destacan los chopos (Populus nigra), álamos

(*Populus alba, P. tremula*), olmos (*Ulmus minor*), fresnos (*Fraxinus angustifolia*), sauces (*Salix atrocinerea*) y saúcos (*Sambucus nigra, S. ebulus*).

# METODOLOGÍA

Tras un análisis fotogeológico y el reconocimiento de campo se seleccionaron varios afloramientos a lo largo de los valles para levantar perfiles estratigráficos en detalle. El afloramiento de El Batán se localiza en Las Parras del Río Martín, mientras que los depósitos de Queiles y Val se localizan en los valles de los respectivos ríos. En total se han muestreado 28 niveles polínicamente: 7 en Queiles, 7 en Val y 14 en El Batán. En cuanto a los carbones, se han analizado 269 fragmentos.

La extracción de polen se basa en Bertini et al. (2014) y su posterior identificación a partir de Reille (1992). La determinación del material antracológico se ha realizado mediante el método descrito por Vernet, (1979), además de la comparación con muestras actuales y diversos atlas de anatomía vegetal.

# RESULTADOS

#### El contenido palinológico

La diversidad de taxones así como el estado de conservación han sido considerables en todas las muestras analizadas.

Los resultados definen un paisaje ripario, con la presencia de taxones como *Corylus, Betula, Castanea, Ulmus, Salix, Populus* o *Hedera* que llegan a alcanzar frecuencias en 35% en los depósitos de Queiles y Val (Aranbarri et al., 2016) y de *Corylus, Betula y Tamarix,* entre otros, en el depósíto de El Batán (Fig. 1). Valores moderados de *faginea/pyrenaica* tipo y de *Quercus ilex/coccifera* tipo constatan la presencia de encinar mixto en el piso meso-Mediterráneo del Sistema Ibérico durante



el Holoceno Medio (ca. 6210 cal BP). Completan el espectro taxones correspondientes a numerosos arbustos mediterráneos como *Pistacia, Olea* y *Juniperus. Pinus sylvestris/nigra* tipo adquiere protagonismo en los niveles basales del depósito de El Batán, es decir, en el Holoceno Temprano (ca. 8350 cal BP), mientras que en Queiles y Val su presencia no alcanza el 20%.

El componente herbáceo comienza a adquirir más peso en la transición Holoceno Medio-Tardío (ca. 4550 cal BP). El aporte de polen arbóreo sufre un claro retroceso, en especial Pinus sylvestris/nigra tipo, mientras se expanden los taxones nitrófilos y Compositae, ruderales como Artemisia, Chenopodiacae o Brassicaceae, al igual gue géneros comúnmente asociados a ganadería como Plantago. El incremento de esporas de la familia Sordariaceae apunta a que las actividades humanas tenían un peso importante en las inmediaciones de Las Parras del Río Martín. Cabe destacar la aparición puntual de Cerealia (Fig. 1).

La presencia de polen de plantas acuáticas como *Nymphaea,* además de Cyperaceae, *Juncus* o *Typha latifolia,* sugieren un ambiente de depósito estable, con una lámina de agua continuada.

### El contenido antracológico

La preservación de los carbones también ha sido exitosa, con menos del 2% de nuestras indeterminadas. De las 269 muestras analizadas se ha llegado a identificar un total de 14 taxones, por lo que la diversidad puede considerase alta. Los resultados son similares a los obtenidos en el espectro palinológico y se constata la presencia local de especies adaptadas a un ambiente fluvial, como *Acer, Salix/Populus, Ulmus* y *Castanea*, este último de gran interés biogeográfico. Además, se halla *Pinus sylvestris/nigra* tipo junto con *Quercus* caducifolios y perenifolios y arbustos como *Juniperus*, Rosaceae o *Pistacia*. Destaca la aparición de *Taxus* (Fig. 2).

# DISCUSIÓN

El desarrollo de depósitos tobáceos se asocia preferentemente a momentos cálidos y de disponibilidad hídrica de fases interglaciares (Sáncho et al., 2015), siendo relevante el número de acumulaciones durante el Holoceno. En la Cordillera Ibérica, la mayor frecuencia de acumulaciones tobáceas ocurre durante el Holoceno Temprano-Medio (Arenas et al., 2014; Sancho et al., 2015; Aranbarri et al., 2016; Luzón et al., 2017). En este periodo, diversos registros lacustres regionales apuntan también hacia condiciones climáticas húmedas y cálidas (Aranbarri et al., 2014). Las cronologías obtenidas en los distintos depósitos, así como la flora reconstruida tanto polínicamente como antracológicamente en los distintos depósitos tobáceos presentados, se encuentran perfectamente dentro del contexto climático establecido para este periodo.



Fig. 2: Frecuencias de los carbones identificados en los depósitos tobáceos de Queiles y Val. (n= 269).

Los datos polínicos de El Batán señalan un paisaje dominado esencialmente por pinares de alta montaña (*Pinus sylvestris/nigra* tipo) durante el Holoceno Temprano (ca. 8300 cal BP), mientras que el depósito de Val, localizado más septentrionalmente, evidencia un rápido desarrollo del bosque ripario localmente hace ca. 9500 cal BP (Fig. 2) (Aranbarri et al., 2016). La secuencia de Orihuela de Tremedal en el Macizo del Albarracín, señala valores superiores al 80% de Pinus con frecuencias relativamente bajas de abedul (Betula) y avellano (Corylus) hasta bien entrado el Holoceno (ca. 9600 cal BP) (Stevenson, 2000), mientras que en los registros de Villarquemado y Estanya, localizados en la Fosa del Jiloca y en la Depresión respectivamente, del Fbro serán Pinus nigra/sylvestris tipo y Juniperus las comunidades mejor representadas en el paisaje vegetal en ese intervalo (11700-8000 cal BP) (Aranbarri et al., 2014; González-Sampériz et al., 2017). Esto apunta a que existe cierta asincronía en la respuesta de la vegetación a los cambios climáticos entre regiones, siendo más sensibles las que se localizan en áreas de influencia Atlántica (depósito de Val) y más resilientes las emplazadas en el interior continental (depósito de El Batán, Fig. 1).

El incremento de la humedad en la región Mediterránea se traduce en el alcance y permanencia de niveles lacustres altos, máximos en la secuencia de Villarguemado (Aranbarri et al., 2014). Además, es en este intervalo cuando la máxima acumulación tobácea ocurre a lo largo del Sistema Ibérico (Sancho et al., 2015; Aranbarri et al., 2016; Luzón et al., 2017), lo cual se asocia a la reactivación de sistema fluviales a nivel peninsular. La flora responde de manera inmediata a este input de humedad, pero en especial ligado a la drástica reducción de la amplitud térmica, factor vital para albergar comunidades adaptadas а unas



características más térmicas. Esto explica la presencia de una mayor abundancia de elementos mediterráneos en los perfiles polínicos de Queiles y Val, pero también de El Batán durante el Holoceno Medio.

Los últimos 5000 años de historia ambiental en el mundo Mediterráneo se definen por una progresiva aridificación del clima e incremento de las actividades humanas, lo que provoca una clara modificación del paisaje vegetal. La flora caducifolia, tal como se observa en el depósito de El Batán (Fig. 1), sufre un claro retroceso, mientras que el bosque esclerófilo y los pinares adquieren protagonismo a escala regional (Stevenson, 2000; Aranbarri et al., 2014). Las secuencias lacustres como Estanya, presentan unos niveles reducidos en comparación al Holoceno Medio (González-Sampériz et al., 2017), mientras que la génesis de los depósitos tobáceos cesa o decrece prácticamente en todo el Sistema Ibérico (Sancho et al., 2015; Aranbarri et al., 2016; Luzón et al., 2017).

Además, los datos polínicos infieren el establecimiento de una agricultura primitiva en la zona, apoyada en gran medida por la expansión de la ganadería y en detrimento del bosque. Estas primeras manifestaciones de impacto humano se emplazan en torno a la datación de 4565 cal BP, sugiriendo el uso del paisaje vegetal por comunidades calcolíticas. La presencia de Cerealia tipo, junto con el aumento de gramíneas, compuestas y la expansión de esporas coprófilas, señala el inicio de la agricultura en el valle (Fig. 2).

# CONCLUSIONES

Los resultados paleobotánicos obtenidos en los distintos perfiles tobáceos estudiados manifiestan el potencial que alberga este tipo de archivos a la hora de indagar la flora pretérita peninsular. Localizados en una zona fragmentaria desde el punto de vista paleofitogeográfico, los datos paleobotánicos han evidenciado tres fases bien diferenciadas: I) la presencia de pinares durante el Holoceno Temprano vinculados unas condiciones climáticas а continentales; II) el desarrollo de un bosque ripario denso y diverso localmente, mientras el bosque mixto Mediterráneo se expande en el piso meso-Mediterráneo durante el Holoceno Medio, y III) el impacto humano durante el Holoceno Tardío vinculado a la expansión agro-ganadera en las inmediaciones de los cursos fluviales.

**Agradecimientos:** Este estudio ha sido realizado gracias a los proyectos CTM2013-48639-C2-1-R, DINAMO 2 (CGL 2012-33063) y las ayudas de investigación recibidas por el Instituto de Estudios Turolenses (IET-2015). Este trabajo es homenaje a nuestro compañero y amigo Carlos Sancho Marcén, que falleció en febrero de 2019. Su entusiasmo por la geología nos hizo explorar nuevos horizontes.

### REFERENCIAS

- Aranbarri, J., González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B., Moreno, A., Gil-Romera, G., Sevilla-Callejo, M., García-Prieto, E., Di Rita, F., Mata, M.P., Morellón, M., Magri, D., Rodríguez-Lázaro, J., Carrión, J.S. (2014). Rapid climatic changes and resilient vegetation during the Lateglacial and Holocene in a continental region of south-western Europe. *Global and Planetary Change* 114, 50–65.
- Aranbarri, J., Bartolome, M., Alcolea, M., Sancho, C., Celant, A., González-Sampériz, P., Arenas, C., Magri, D., Rodríguez-Lázaro, J., 2016. Palaeobotanical insights from early-mid holocene fluvial tufas in the Moncayo Natural Park (Iberian range, NE Spain): regional correlations and biogeographic implications. *Review of Palaeobotany and Palynology* 234, 31–43.
- Arenas, C., Vázquez-Urbez, M., Pardo, G., Sancho, C. (2014). Sedimentology and depositional architecture of tufas deposited in stepped fluvial systems of changing slope: Lessons from the Quaternary Añamaza valley (Iberian Range, Spain). Sedimentology 61, 133–171.
- Bertini, A., Minissale, A., Ricci, M. (2014). Palynological approach in upper Quaternary terrestrial carbonates of central Italy: Anything but a "mission impossible". *Sedimentology* 61, 200–220.
- Dabkowski, J. (2014). High potential of calcareous tufas for integrative multidisciplinary studies and prospects for archaeology in Europe. *Journal of Archaeological Science* 52, 72–83
- Ford, D., Pedley, H.M. (1996). A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth-Science Reviews* 41, 117–175.
- González-Sampériz, P., Aranbarri, J., Pérez-Sanz, A., Gil-Romera, G., Moreno, A., Leunda, M., Sevilla-Callejo, M., Corella, J.P., Morellón, M., Oliva, B., Valero-Garcés, B. (2017). Environmental and climate change in the southern central Pyrenees since the Last Glacial Maximum: a view from the lake records. *Catena* 149, 668–688.
- Luzón, A., Gauthier, A., Pérez, A., Pueyo-Anchuela, O., Mayayo, M.J., Muñoz, A. (2017). Late Pleistocene-Holocene palaeoenvironmental evolution of the Anamaza River valley (Iberian Range, NE Spain): multidisciplinary approach on the study of carbonate fluvial systems. *Quaternary International* 437, 51–70.
- Reille, M. (1992). Pollen et Spores d'Europe et d'Afrique du Nord. Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie. URA CNRS, Marseille, France. 520 pp.
- Rico, M.T., Sancho-Marcén, C., Arenas-Abad, M.C., Vázquez-Urbez, M., Valero-Garcés, B.L. (2013). El sistema de barreras tobáceas Holocenas de las Parras de Martín (Cordillera Ibérica, Teruel). *Cuadernos de Investigación Geográfica* 39, 141-158.
- Sancho, C., Arenas, C., Vázquez-Urbez, M., Pardo, G., Lozano, M. V., Peña-Monné, J. L., Torres, T. (2015). Climatic implications of the Quaternary fluvial tufa record in the NE Iberian Peninsula over the last 500ka. *Quaternary Research* 84, 398–414.
- Stevenson, A.C. (2000). The Holocene forest history of the Montes Universales, Teruel, Spain. *The Holocene* 10, 603-610.
- Vernet, J.L., Ogereau, P., Figueiral, I., Machado Yanes, C., Uzquiano, P. (2001). Guided'identification des charbons de bois préhistoriques et récents. Sud-Ouest del'Europe: France, Péninsule ibérique et iles Canaries. CNRS. Paris. 396 pp.



# ESR DATING OF QUARTZ GRAINS AND FOSSIL TOOTH ENAMEL FROM HUÉSCAR-1 SITE (GUADIX-BAZA BASIN, SPAIN)



M. Duval <sup>(1)(2)</sup>\*, M. Demuro <sup>(3)</sup>, L.J. Arnold <sup>(3)</sup>, Q. Shao <sup>(4)</sup>, J.M. Jiménez Arenas <sup>(5)</sup>

(1) Australian Research Centre for Human Evolution (ARCHE), Environmental futures Research Institute, Griffith University, Nathan QLD 4111, Australia. <u>m.duval@griffith.edu.au</u>

(2) Programa de Geocronología y Geología, Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH). 09002-Burgos, España.

(3) School of Physical Sciences, Institute for Photonics and Advanced Sensing (IPAS) and Environment Institute, University of Adelaide, North Terrace Campus, ADELAIDE, SA 5005, Australia.

(4) Nanjing Normal University, College of Geography Science, Nanjing, China.

(5) Departamento de Prehistoria y Arqueología, Universidad de Granada, España.

**Resumen (Datación ESR del yacimiento pleistoceno de Huescar-1, Cuenca de Guadix-Baza, España):** Presentamos nuevas dataciones numéricas para el yacimiento paleontológico pleistoceno de Huéscar-1 (España). Se aplicó el método de Resonancia Paramagnética Electrónica (más conocido por su acrónimo ingles ESR) sobre muestras de cuarzo y de diente fósil procedentes de varios niveles estratigráficos del yacimiento. Los resultados obtenidos concuerdan con los derivados de la Luminiscencia, previamente publicados por Demuro et al. (2015), e indican una edad del Pleistoceno Medio, o sea significativamente más reciente que la cronología inferida por biocronología.

Palabras clave: Datación por Resonancia Paramagnética Electrónica; Pleistoceno Medio; Huéscar-1; Cuenca de Guadix-Baza. *Key words:* ESR dating; Middle Pleistocene; Huéscar-1; Guadix-Baza basin.

# INTRODUCTION

The palaeontological site of Huéscar-1 has delivered a rich faunal assemblage made of >1200 fossil remains. A total of >30 taxa of large mammals, small mammals and birds has been identified (Alberdi et al., 2001), converting Huéscar-1 as a key palaeontological locality of major (local and regional) significance for both palaeoenvironmental and palaeoecological reconstructions.

Although the site has been excavated in the 1980s (Fig. 1), its chronology remains still intensely debated nowadays: a recent Luminescence dating study (Demuro et al., 2015) provided age results much younger than expected from the biochronological assessment of the faunal assemblage (Ros-Montoya et al., 2018 and references therein).

In order to obtain an additional independent age control for Huéscar-1, and to understand better the origin of such a major discrepancy between the different chronological approaches employed, we performed an Electron Spin Resonance dating study of several quartz and fossil tooth samples (see basic principles of the method in Duval, 2018).



Fig. 1: Huescar-1 site nowadays (Picture M. Duval, 2010). Location of the excavation grid A (according to Alberdi et al., 2001).

### LOCATION

Huéscar-1 site is positioned along the southern margin of the Barranco de las Cañadas (Fig. 1), close to the town of Huéscar, in the eastern part of the Guadix-Baza basin (Granada, Spain). It is located a few km northwest of the Orce area (Fig. 2), which is widely known for its rich palaeontological and archaeological record and the famous Early Pleistocene localities of Fuente Nueva-3, Barranco León and Venta Micena.

### CHRONOLOGICAL CONTEXT

In first instance, biochronological inference based on the study of the large and small mammal taxa suggests a late Early Pleistocene age estimate for the faunal assemblage (Agustí et al., 2015; Ros-Montoya et al., 2018). This chronology is additionally supported by the magnetostratigraphic study of a sedimentary sequence located nearby (Puerto Lobo), which provides an indirect age constraint for Huéscar-1 (Gibert et al., 2007).

However, a recent Luminescence dating study of the sediment enclosing the palaeontological levels yielded a significantly younger age of ~450 ka (Demuro et al., 2015). These unexpected results shed new light on the fossil assemblage and suggested potentially more complex bone accumulation histories than initially assumed at this site.

# MATERIAL AND METHODS

Three sediment samples were collected from different stratigraphic levels for ESR dating purpose. Quartz grains were dated using the standard Multiple Aliquots Additive (MAA) dose method and following the Multiple Centre (MC) approach as in Duval et al., (2017).



Fig. 1: Location map (modified from Gibert et al., 2006). Key: H-1 = Huéscar-1, VM = Venta Micena, FN-3 = Fuente Nueva-3, BL = Barranco León.

One fossil tooth fragment was divided into 3 samples, which were dated by the combined US-ESR dating method, following the same procedure as in Duval et al., (2011).

The environmental dose rate (alpha, beta, gamma and cosmic components) was calculated from a combination of field and laboratory measurements.

# RESULTS

Following the principles of the MC approach, Al, Ti-Li and Ti-H centres were systematically measured in each quartz sample. Preliminary age results indicate the following:

- (i) A mean age of ~700 ka (n=3) may be derived from the AI centre, which may be interpreted as a maximum age constraint for the deposits.
- (ii) In contrast, the Ti-H centre suggests a much younger chronology by about 50%.

In comparison, U-series dating of the three tooth samples show apparent ages across the tooth ranging within relatively narrow range, i.e. 200-210 ka for the enamel and 300-330 for the dentine. They should be regarded as minimum age estimates for the fossil tooth, as uranium uptake in dental tissue may be significantly delayed after the death of the organism. Interestingly, preliminary combined US-ESR dating results for the three tooth samples range are consistent with those derived from the quartz samples.

# CONCLUSION

Preliminary ESR age results obtained on quartz and fossil tooth samples consistently suggest a Middle Pleistocene age for Huéscar-1, in fair agreement with the previous Luminescence dating study by Demuro *et al.* (2015). Taphonomic and biochronological implications at local and regional scales will be further discussed during the presentation.

**Acknowledgements:** The ESR dating study has received funding from the Australian Research Council Future Fellowship grant FT150100215. MD is

grateful to V. Guilarte, M.J. Alonso Escarza and D. Martínez Asturias for their contribution in the different steps of the analytical procedure.

# REFERENCES

- Agustí, J., Lozano-Fernández, I., Oms, O., Piñero, P., Furió, M., Blain, H.A., López-García, J.M., Martínez-Navarro, B., 2015. Early to Middle Pleistocene rodent biostratigraphy of the Guadix-Baza Basin (SE Spain). *Quaternary International* 389: 139-147.
- Alberdi, M.T., Alonso, M.A., Azanza, B., Hoyos, M., Morales, J., 2001. Vertebrate taphonomy in circum-lake environments: three cases in the Guadix-Baza Basin (Granada, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 165(1–2): 1-26.
- Demuro, M., Arnold, L.J., Parés, J.M., Sala, R., 2015. Extended-range luminescence chronologies suggest potentially complex bone accumulation histories at the Early-to-Middle Pleistocene palaeontological site of Huéscar-1 (Guadix-Baza basin, Spain). *Quaternary International* 389: 191-212.
- Duval, M., 2018. Sobre el potencial de la Resonancia Paramagnética Electrónica como herramienta geocronologica en contexto geoarqueológico: un resumen de 30 años de investigación en la Península Ibérica. Boletín Geológico y Minero 129(1-2): 35-57.
- Duval, M., Arnold, L.J., Guilarte, V., Demuro, M., Santonja, M. and Pérez-González, A. (2017). Electron spin resonance dating of optically bleached quartz grains from the Middle Palaeolithic site of Cuesta de la Bajada (Spain) using the multiple centres approach. Quaternary Geochronology 37: 82-96.
- Duval, M., Falguères, C., Bahain, J.-J., Grün, R., Shao, Q., Aubert, M., Hellstrom, J., Dolo, J.-M., Agusti, J., Martínez-Navarro, B., Palmqvist, P. and Toro-Moyano, I. (2011). The challenge of dating Early Pleistocene fossil teeth by the combined uranium series–electron spin resonance method: the Venta Micena palaeontological site (Orce, Spain). Journal of Quaternary Science 26(6): 603-615.
- Gibert, L., Scott, G. and Ferràndez-Cañadell, C., 2006. Evaluation of the Olduvai subchron in the Orce ravine (SE Spain). Implications for Plio-Pleistocene mammal biostratigraphy and the age of Orce archeological sites. *Quaternary Science Reviews* 25(5): 507-525.
- Gibert, L., Scott, G., Martin, R., Gibert, J., 2007. The Early to Middle Pleistocene boundary in the Baza Basin (Spain). *Quaternary Science Reviews* 26(17): 2067-2089.



Ros-Montoya,	S	., F	Palc	mbo,	M.R.,	Espig	ares,	Ν	1.P.,
Palmqvist,	Ρ.	and	N	lartíne	z-Navarr	о В.,	2018	B. '	The
mammoth	fror	n th	e	archa	eo-paleo	ntologi	cal	site	of
Huéscar-1:	А	tile	in	the	puzzling	ques	tion	of	the

replacement of Mammuthus meridionalis by Mammuthus trogontherii in the late Early Pleistocene of Europe. *Quaternary Science Reviews* 197: 336-351.



# GEOCHRONOLOGY OF THE CAVE SEDIMENTS AT GRAN DOLINA, ATAPUERCA (SPAIN): FROM IRON OXIDES TO HUMAN TEETH



J.M. Parés (1), M. Duval (2,1), D. Moreno (1), C. Álvarez (1), M. Sier (1), J. Rosell (3,4), J.M. Bermúdez de Castro (1), E. Carbonell, (3,4)

(1) Geología y Geocronología, CENIEH, Paseo Sierra de Atapuerca 3, 09002-Burgos, Spain.

(2) Australian Research Centre for Human Evolution, Environmental Futures Research Institute, Griffith University, 170 Kessels Road, Nathan, Australia.

(3) Institut Català de Paleoecologia Humana i Evolució Social, c/ Marcelí Domingo s/n, Campus Sescelades, 43007-Tarragona, Spain.

(4) Àrea de Prehistoria, Dept. d'Història de l'Art, Univ. Rovira i Virgili, Fac. de Lletres, Av. Catalunya, 35, 43002-Tarragona, Spain. Department of Anthropology, University College London, 14 Taviton Street, London, WC1H 0BW, UK.

Resumen (título del trabajo): Geocronología de los sedimentos de cueva de Gran Dolina, Atapuerca: Desde óxidos de hierro a dientes humanos. Se discuten datos existentes, y se presentan resultados nuevos sobre la geocronología de los sedimentos de relleno kárstico del yacimiento arqueo-palentológico de Gran Dolina, Atapuerca (Burgos). Los métodos utilizados incluyen el paleomagnetismo, resonancia paramagnética (ESR), luminiscencia, y Series del Uranio. En su conjunto, indican un relleno que se inicia alrededor de los 1.2 Ma y perdura hasta los 0.3 Ma aproximadamente. La presencia humana es patente a partir de los 900 Ka aproximadamente.

Key words: Geochronology, paleoanthropology, Pleistocene, caves Palabras clave: Geocronología, paleoantropología, Pleistoceno, cuevas

# INTRODUCTION

Research at the Lower Paleolithic cave site of Gran Dolina, Sierra de Atapuerca (northern Spain) (Fig. 1), has led to major advances in our understanding of human evolution and occupation of Eurasia in the Pleistocene. The Gran Dolina site has produced thousands of fossils and artifacts since 1995, when the first hominin remains were reported, and soon became a Pleistocene landmark in studies of early human settlement outside the African continent (Carbonell et al., 1995; 2008). Stratigraphic layer TD6 of Gran Dolina has yielded over 170 human fossil remains, more than 200 lithic artifacts, classified as Mode 1, as well as several thousand small and large vertebrate remains (Bermúdez de Castro et al., 1997; Carbonell et al., 2005; Bermúdez de Castro et al., 2008; Ollé et al., 2013). The initial paleomagnetic dating at Gran Dolina revealed a switch from reverse to normal geomagnetic polarity above TD6 level, interpreted as the Matuyama-Brunhes boundary (MBB), providing a minimum age of 0.78 Ma for the archaeo-paleontological layer TD6 (Parés and Pérez-González, 1995). Subsequent chronometric analysis by Electron Spin Resonance (ESR) and luminescence further reinforced the paleomagnetic age (Falguères et al., 1999), and currently an age of around 0.85 Ma is accepted for the TD6 level (Parés et al., 2013; Arnold et al., 2014; Moreno et al., 2015). About four meters below TD6, stratigraphic layer TD4, a breccia of gravel-size clasts in a muddy and sandy matrix, is known to contain archaeological artifacts although no human fossils have been found yet (Carbonell and Rodriguez, 1994). The chronology of the ensemble TD4-TD5 levels is constrained by ESR dates on quartz grains and ranges between 0.9 to 1.13 Ma (Moreno et al., 2015). Such an age range overlaps with the Jaramillo Subchron (1.00-1.07 Ma) and therefore paleomagnetism allows testing whether

level TD1 has an age older than 1.00 Ma, hence constraining the age of the overlying, lithic-tool bearing layer TD4.

There is very little chronological constraint on the underlying interior cave deposits that make up layer TD1, and even though is sterile, a better age for the sediments would constitute a maximum age for the overlying archeological layer. Since the MB boundary has been identified in TD7, TD1 is known to be older than 0.78 Ma (Parés et al., 2013). The only direct ages available so far are based on ESR dating of optically bleached quartz grains extracted from the top of TD1. The three samples dated by Moreno et al. (2015) confirm an Early Pleistocene chronology, but the age scatter (from 789<u>+</u>61 to 1249<u>+</u>126 ka) does not provide any further age constraint.

# **GEOLOGICAL SETTING**

At first glance the Gran Dolina sedimentary deposits reveal a rather common succession in karstic tiered caves that developed in relation to progressive river incision. Passages of phreatic origin form at or just below the water table and are subjected to frequent flooding and associated deposition of slackwater deposits by stream flows. Accumulation of drip-type flowstones such as stalactites and stalagmites will often cap the fine clastic sediments, although these can also form after groundwater draining. In either case, the development of flowstones in caves has been associated with prolonged valley stability (e.g., Frank et al., 2006: Couchoud, 2008: Harmand et al., 2017). As incision lowers the local water table such passages are progressively abandoned and subjected to truncation by valley deepening, collapse, or fissuring that eventually will lead to the formation of a cave entrance. Talus, slope wash, and sliding bed mode deposits will then accumulate at the cave entrance and up to several meters in to the cave.



Such processes will produce a variety of gravel accumulation, diamictons, and channel facies, controlled by water availability and particle size (e.g., Bosh and White, 2004). The Gran Dolina stratigraphy has been divided into 12 main units termed TD1 to TD 11 from bottom to top (Campaña et al., 2017). It reflects a broad evolution and includes cave interior deposits at the bottom (including both silts, clays and flowstones) below TD4 unit, and an assemblage of diamictons and gravels often showing channel cutand-fill structures with abundant sand and silts from TD4 to the top of the sequence. Cave entrance deposits will not be further considered in this paper and details can be found in Campaña et al. (2017). Below a prominent flowstone at the base of these cave entrance deposits (the basal "stalagmitic crust" of Carbonell and Rodríguez, 1994), the sedimentary record is mostly made up by silts and clays of fluvial origin (Fig. 2). Although a detailed study of such sediments is underway, the source of these cave interior sediments likely includes fluvial deposits and filtrates from soils (terra rossa). Silts and clays are often laminated, a quite common feature in phreatic environments (e.g., Ford and Williams, 2007), although the presence of two flowstones towards the top of the section suggests sporadic proximity to the vadose zone. The lower half of the stratigraphic section is characterized by a conspicuous unit of inclined laminar bedding silts and clays. Laminae are parallel to the depositional surface and therefore the unit corresponds to parallel accretion (Bull, 1981), so deposition of silt and clay laminae that are concordant to the underlying bedrock topography. Locally, such laminated silts and clays form couplets (3-4 cm thick), possibly suggestive of frequent flooding and drawing (Ford and Williams, 2007) by a mechanism linked to climatic events.

Consequently, our sampling was focused on both the cave interior deposits TD1-TD2, and the entrance facies TD4, TD5 and TD6.



Fig. 1: Regional geological map of the study area showing the main lithological units (above), and a 3D view of the Atapuerca Mountain Range (Benito and Perez-Gonzalez, 2015).

# RESULTS

As part of the sedimentary fabric study, the measurement of the AMS was carried out in the inclined laminar bedding silts and clays that appear in the lower part of the stratigraphic section. The distribution of the maximum axes of susceptibility show an overall tilt to the south and parallel to the measured dip of the laminae, whereas the minimum

axes of susceptibility are normal to the lamination. Overall these observations are coherent with parallel accretion concordant to the dip of the underlying bedrock, and with the fluvial origin of this facies. Demagnetization diagrams show generally well behaved, stable remanent magnetization directions upon stepwise alternating field demagnetization. Many samples have a secondary low-coercivity component, possibly a viscous magnetization as the sediments have not been exhumed or thermally reactivated. Such low stability components are typically removed at fields of 15-20 mT and are apparent in samples where the high coercivity component has a negative inclination. The orientation of this viscous component typically conforms to that of the present day field at the locality and hence has not been further considered in our study. Taken together the demagnetization of the NRM and hysteresis curves suggest that PSD magnetite is present in the studied silts and clays, in agreement with our previous studies of sediments from the same cave system (Parés et al. 2016) and with numerous cave deposits elsewhere (e.g., Bosák et al., 2003; Rossi et al., 2016). The magnetostratigraphy of the sampled interval, expressed as the Virtual Geomagnetic Pole Latitude (VGP Lat) position, reveals that, for the most part, the cave interior deposits display reverse polarity. Data from the lowermost cave interior sediments are scarcer, due to the abundance of sandy silts that have produced either inconclusive or non interpretable demagnetization diagrams. A 100 cm-thick interval of normal polarity is observed at a depth between 2-3 m, and around a depth of 5.5 and 6.5 two shorter intervals of the same polarity as well. As far as ESR, the new results show an excellent goodness-of-fit ( $r^2$ >0.99), which contrast with the previous data ( $r^2$ <0.98) from Moreno et al (2015), resulting in a more reliable dose estimate and thus a more accurate age result. However, this ESR-AI age is far older than those obtained for TD1-08-01 and TD1-08-02. This may actually reflect some vertical variations of the sedimentary fluvial environment within the top of TD1 unit. The three ESR samples were indeed collected from two different facies observed within TD1, as defined by Campaña et al, (2017). We consider the Ti result as the most reliable estimate for the burial age of sample TD1-08-01bis. Last, the reconnaissance laser ablation data for U-Pb Geochronology, reveal typically low, and relatively constant, uranium concentrations around 50 ppb but with very large variations in Pb concentration from low ppb to high ppm values. Although areas with the highest U/Pb ratios (identified for analysis using laser ablation techniques) were sampled for the subsequent solution isotope dilution analyses, the U-Pb data reveal no discernable radiogenic ingrowth with increasing U/Pb ratios - at least within analytical uncertainties. As a result no U-Pb age information could be obtained for the two flowstones. At the present time therefore these materials remain undatable with traditional U-Pb isotope dilution methods. Research is however continuing into the development of in situ (laser ablation) dating methodologies which might ultimately allow the isolation of more radiogenic horizons suitable for age determination.





Fig. 2: Sedimentary infill at Gran Dolina site with magnetostratigraphic, OSL, and ESR results. Main lithostratigraphic units adapted from Campaña et al. (2015) and our own field observations. Notice the two main groups of sedimentary facies, including entrance (or allochthonous) facies deposits (TD4 through TD10) at the top, and slackwater, fluvial deposits (TD1) at the bottom, directly overlying the bedrock. In blue are shown the speleothems developed at the bottom unit TD1 (Parés et al., 2018).

# CONCLUSIONS

The archaeological layers at Gran Dolina, including artifact-bearing level TD4, are preceded by about 9 meters of sterile, interior fluvial facies cave sediments that were deposited before the appearance of large openings to the cave (Fig. 2). The cave interior sediments are capped by a flowstone and followed by a pile of 15 meters of exterior facies sediments (talus, slope, sliding bed deposits), where fossil and artifact-bearing horizons are found. The age of the archaeological unit TD6 is constrain by a combination of paleomagnetism, ESR (both on guartz grains and on human teeth), and luminescence dates. The magnetic stratigraphy of the cave interior sediments reveals a dominant reverse magnetic polarity, coherent with a Matuyama age, and interrupted by a ca. 100 cm normal polarity magnetozone. Remeasured ESR ages on quartz grains in the upper part of TD1 produced an age range between 0.8 to 1.2 Ma, and therefore we interpret the shorth normal magnetozone as the Jaramillo Subchron (1.00-1.07 Ma). The oldest archaeological unit at Gran Dolina and artifact-bearing layer TD4 is overlying the studied layer TD1 and therefore post-dates the Jaramillo Subchron. The flowstone between units TD1 and TD4 ("stalagmitic crust") indicate the proximity of the cavity to the vadose zone, and its formation shows a major change from interior facies (phreatic-vadose zone) to eventual cave entrances development, an environmental change that allowed the accumulation of slope, talus, and debris cones that contain the fossil and artefact horizons that make the Gran Dolina site so special.

Acknowledgements: Access and permission to collect samples in Atapuerca was granted by Junta de Castilla y León. The authors are deeply indebted to the Atapuerca Research Team (EIA) and the Fundación Atapuerca for continuous support of this research. Financial support for this work was obtained from Junta de Castilla y León and from MINECO Grants CGL2017-89603-R and CGL2015-65387-C3-3-P.

#### REFERENCES

- Arnold, L. J., Demuro, M., Parés, J. M., Pérez-González, A., Arsuaga, J. L., Bermúdez de Castro, J. M. & Carbonell, E., 2014, Evaluating the suitability of extended-range luminiscence dating techniques over early and Middle Pleistocene timescales: Published datasets and case studies from Atapuerca, Spain: *Quaternary International*, doi: 10.1016/j.quaint.2014.08.010.
- Benito-Calvo, A. & Pérez-González, A., 2015. Geomorphology of the Sierra de Atapuerca and the Middle Arlanzón Valley (Burgos, Spain). *Journal of Maps*, 11, 535-544.
- Bermúdez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L., Carbonell, E., Rosas, A., Martínez, I., Mosquera, M. 1997. A hominid from the lower Pleistocene of Atapuerca, Spain: possible ancestor to Neandertals and modern humans. *Science* 276, 1392–1395.
- Bermúdez de Castro, J.M., Pérez-González, A., Martinón-Torres, M., Gómez-Robles, A., Rosell, J., Prado, L., Sarmiento, S., Carbonell, E., 2008. A new early Pleistocene hominin mandible from Atapuerca-TD6, Spain. Journal of Human Evolution. 55, 729–735.
- Campaña, I., Pérez-González, A., Benito-Calvo, A., Rosell, J., Blasco, R., Bermúdez De Castro, J.M., Carbonell, E., Arsuaga, J.L., 2016. New interpretation of the Gran Dolina-TD6 bearing Homo antecessor deposits through sedimentological analysis. *Scientific Reports*, 6: 34799; doi:10.1038/srep34799.
- Campaña, I., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Ortega, A.I., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2017. Pleistocene sedimentary facies of the Gran Dolina archaeo-paleoanthropological site (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain). Quaternary International 433, 68-84.
- Carbonell, E., and Rodríguez, X. P., 1994. Early-Middle Pleistocene deposits and artefacts in the Gran Dolina site (TD4) of the Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain). *Journal of Human Evolution* 26: 291-311.
- Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L. et al. 1995. Lower Pleistocene hominids and artifacts from Atapuerca-TD6 (Spain). *Science* 269, 826-829.
- Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L., Allué, E., Bastir, M., Benito, A., Cáceres, I., Canals, T., Díez, J.C., Van der Made, J., Mosquera, M., Ollé, A., Pérez-González, A., Rodríguez, J., Rodríguez, X.P., Rosas, A., Rosell, J., Sala, R., Vallverdú, J., Vergés, J.M., 2005. An Early Pleistocene hominin mandible from Atapuerca-TD6, Spain. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 102, 5674-5678.
- Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., Parés, J.M., Pérez-González, A., Cuenca- Bescós, G., Olle, A., Mosquera, M., Huguet, R., van der Made, J., Rosas, A., Sala, R., Vallverdú, J., García, N., Granger, D.E., Martinón-Torres, M., Rodríguez, X.P., Stock, G.M., Vergès, J.M., Allué, E., Burjachs, F., Cáceres, I., Canals, A., Benito, A., Díez, C., Lozano, M., Mateos, A., Navazo, M., Rodríguez, J., Rosell, J., Arsuaga, J.L., 2008, The first hominin of Europe: *Nature*, v. 452, p. 465-470.
  Couchoud, I., 2008. Les spéléothèmes, archives des
- Couchoud, I., 2008. Les spéléothèmes, archives des variations paléoenvironnementales. *Quaternaire*, 19 (4) 255–274.
- Cuenca-Bescós, G., Blain, H.A., Rofes, J., Lozano-Fernández, I., López-García, J.M., Duval, M., Galán, J., Núñez-Lahuerta, C., 2015. Comparing two different Early



Pleistocene microfaunal sequences from the caves of Atapuerca, Sima del Elefante and Gran Dolina (Spain): Biochronological implications and significance of the Jaramillo subchron. *Quaternary International.* 389, 148–158.

- Duval, M. (2012). Dose response curve of the ESR signal of the Aluminum center in quartz grains extracted from sediment. Ancient TL 30(2): 1-9.
- Duval, M. and Guilarte Moreno, V. (2012). Assessing the influence of the cavity temperature on the ESR signal of the Aluminum center in quartz grains extracted from sediment. Ancient TL 30(2): 11-16.
- Duval, M. and Arnold, L. J. (2013). Field gamma dose-rate assessment in natural sedimentary contexts using LaBr3(Ce) and Nal(TI) probes: A comparison between the "threshold" and "windows" techniques. Applied Radiation and Isotopes 74(0): 36-45.
- Duval, M., Sancho, C., Calle, M., Guilarte, V., Peña-Monné, JL., 2015. On the interest of using the multiple centers approach in ESR dating of optically bleached quartz grains: some examples from the Early Pleistocene terraces of the Alcanadre River (Ebro basin, Spain). *Quaternary Geochronology* 29, 58-69.
- Duval, M., Arnold, L. J., Guilarte, V., Demuro, M., Santonja, M. and Pérez-González, A. (2017). Electron spin resonance dating of optically bleached quartz grains from the Middle Palaeolithic site of Cuesta de la Bajada (Spain) using the multiple centres approach. Quaternary Geochronology 37: 82-96.
- Falguères, C., Bahain, J.J., Yokoyama, Y., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., Bischoff, J.L., Dolo, J.M., 1999. Earliest humans in Europe: the age of TD6 Gran Dolina, Atapuerca, Spain. *Journal of Human Evolution* 33, 343-352.
- Ford, D., and Williams, 2007. Karst Hydrogeology and Geomorphology, John Wiley & Sons, Ltd.
- Grün, R., 1994. A cautionary note: use of the water content and depth for cosmic ray dose rate in AGE and DATA programs. *Ancient TL* 12, 50-51
- Harmand, D., Adamson, K., Rixhon, G., Jaillet, S., Losson, B., Devos, A., Hez, G., Calvet, M., Audra, P., 2017. Relationships between fluvial evolution and karstification related to climatic, tectonic and eustatic forcing in temperate regions, *Quaternary Science Reviews*, http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.02.016
- Moreno, D., Falguères, C., Pérez, A., Voinchet, P., Ghaleb, B., Despriée, Bahain, J.J., Sala, R., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L. 2015. New radiometric dates on the lowest stratigraphical section (TD1 to TD6) of Gran Dolina site (Atapuerca, Spain). *Quaternary Geochronology* 30, 535-540.
- Ollé, A., Mosquera, M., Rodríguez, X.P., de Lombera-Hermida, A., García-Antón, M.D., García-Medrano, P., Peña, L., Menéndez, L., Navazo, M., Terradillos, M., Bargall\_o, A., Márquez, B., Sala, R., Carbonell, E., 2013. The Early and Middle Pleistocene technological record from Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain). *Quaternary International* 295, 138-167.
- Ortega, A.I., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Martín-Merino, M.A., Pérez-Martínez, R., Pares, J.M., Aramburu, A., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.L., Carbonell, E., 2013. Evolution of multilevel caves in the Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain) and its relation to human occupation. *Geomorphology*, v.196, p. 122–137.
- Ortega, A.I., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.L., Carbonell, E., 2014. Atapuerca Karst and its Palaeoanthropological Sites. In F. Gutiérrez and M. Gutiérrez (eds.), Landscapes and Landforms of Spain, World Geomorphological Landscapes, Springer Science+Business Media Dordrecht 2014, pp. 101-111.
- Parés, J.M.; Álvarez, C.; Sier, M.; Moreno, D., Duval, M.; Woodhead, J.D.; Ortega, A.I.; Campaña. I., Rosell, J.; Bermúdez de Castro, J.M.; Carbonell, E., 2018. Chronology of the cave interior sediments at Gran Dolina

archaeological site, Atapuerca (Spain). Quat. Sci. Rev., 168:1-16.

- Parés, J.M. & Pérez-González, A. 1995. Paleomagnetic age for hominid fossils at Atapuerca Archaeological site, Spain. Science 269: 830-832.
- Parés, J.M., Pérez-González, A., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., Ortega, A., 2010. Characterizing sedimentary history of cave deposits, using archaeomagnetism and rockmagnetism, Atapuerca (N Spain), Archaeometry 52, 5: 882–898.
- Parés, J.M., Lee., A., Duval., M., Demuro, D., Pérez-González, A., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., and Arsuaga, J.L., 2013. Reassessing the age of Atapuerca TD-6 (Spain): New paleomagnetic data, *Journal of Archaeological Sciences* 40, 4586–4595.
- Parés, J.M., Ortega, A.I., Benito-Calvo, A., Aranburu, A., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., and Carbonell, E., 2016, Paleomagnetic constraints on the Atapuerca karst development (N Spain), In: Feinberg, J., Gao, Y., and Alexander, E.C., Jr., eds., *Caves and Karst Across Time*: Geological Society of America Special Paper 516, p. 285–300; doi:10.1130/2016.2516(22).



# ESTUDIO ANTROPOLÓGICO Y BIOMECÁNICO DE LOS RESTOS HUMANOS DEL YACIMIENTO DE LUMENTXA (LEKEITIO, BIZKAIA)



A. García-Sagastibelza<sup>(1,2)</sup>, J.L. Arribas<sup>(3)</sup>, D. Castex<sup>(2)</sup>, D. López-Onaindia<sup>(4)</sup>, E. Pomeroy<sup>(5)</sup>, A. Rodríguez-Hidalgo<sup>(6, 7)</sup>, C. Couture-Veschambre<sup>(2)</sup>, A. Gómez-Olivencia<sup>(1, 8, 9)</sup>

(1) Dpto. Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco/Euskal Herriko

Unibertsitatea. Barrio Sarriena s/n. 48940-Leioa. andrea.garcia@ehu.eus

(2) UMR 5199 PACEA, Université de Bordeaux. Allée Geoffroy Saint Hilaire, Bâtiment B8. CS 50023. 33615-Pessac Cedex. (3) AOZTA. jarribas@irakasle.eus

(4) GREAB, Unitat d'Antropologia Biològica, Departament de Biologia Animal, Biologia Vegetal i Ecologia, Facutat de Biociències, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra, Barcelona.

(5) Department of Archaeology. University of Cambridge. Downing Street. Cambridge CB2 3DZ, UK

(6) Departamento de Prehistoria, Universidad Complutense, Prof. Aranguren s/n, 28040, Madrid

(7) IDEA (Instituto de Evolución en África), Calle Covarrubias 36, 28010, Madrid.

(8) IKERBASQUE. Basque Foundation for Science, 48013 Bilbao.

(9) Centro UCM-ISCIII de Investigación sobre Evolución y Comportamiento Humanos, Avda. Monforte de Lemos 5 (Pabellón 14), 28029 Madrid.

Abstract (Anthropological and biomechanical study of the human remains of Lumentxa site (Lekeitio, Bizkaia)): The Lumentxa site (Lekeitio, Biscay) has yielded the remains of a minimum of 6 human individuals: 2 subadult individuals, where one of them is not present at the collection, and 4 adult individuals. The biomechanical study of the humerus and femur of one of the adult individuals indicates that his lifestyle was similar to that of Upper Palaeolithic samples in terms of mobility and physical activity. It is noteworthy the presence of bite marks in the surface of the bone of one of the individuals. The dating by C14 of another two human remains shows a diachrony in the sepulchral use, alongside an habitat use, of the site from the Late Mesolithic-Early Neolithic until the Bronze Age.

**Palabras clave:** Paleobiología, Estudio biomecánico, Huesos largos, Cronología. **Key words**: Paleobiology, Biomechanical study, Long bones, Chronology.

# INTRODUCCIÓN

El estudio antropológico de los huesos humanos aporta información paleobiológica relevante sobre aspectos de las poblaciones del pasado, como la edad de muerte, el sexo, la estatura o la existencia de lesiones patológicas (Buikstra y Ubelaker, 1994). A las técnicas de estudio tradicionales, se ha añadido el estudio biomecánico de los huesos largos. Se fundamenta en la similitud entre éstos y una viga (Huiskes, 1982), lo que permite simplificar su estudio y aproximarlo al uso de la teoría de las vigas, empleado en ingeniería. Para ello, se analizan las propiedades de la sección transversal (CSG por sus siglas en inglés: cross sectional geometry), ya que debido a la plasticidad del teiido óseo (Sládek et al., 2006), permite que el hueso se adapte al estrés y al esfuerzo que experimenta debido a la carga mecánica in vivo del exterior (Ruff, 2018). Por tanto, los datos antropológicos, junto con los arqueológicos y biomecánicos pueden aportar información sobre el comportamiento y modo de vida de las poblaciones estudiadas (Ontañón y Armendáriz, 2005; Sparacello y Pearson, 2010).

El objetivo de este trabajo es realizar el estudio de los restos humanos del yacimiento de Lumentxa, abarcando el estudio tafonómico y biomecánico de los huesos largos más completos. Además, se pretende determinar o definir el uso sepulcral de la cueva.

# LOCALIZACIÓN

El yacimiento de Lumentxa (Lekeitio, Bizkaia) se sitúa en el paraje de Kakueta, a 70 m.s.n.m, cerca de la desembocadura del río Lea en la bahía de Lekeitio. Fue descubierto por José Miguel de Barandiarán, Nicolás de Arroita y Eustasio de Arritola el 12 de agosto de 1921. La entrada de la cueva tiene unas dimensiones de 2,5 x 3,5 m (Garate Maidagan, 2012).

El yacimiento ha sido excavado durante tres periodos diferentes. El primer periodo de excavación fue dirigido por José Miguel de Barandiarán y Telesforo de Aranzadi entre 1926 y 1929. Barandiarán retomó las excavaciones entre 1963 y 1964, y, por último, José Luis Arribas dirigió las excavaciones realizadas entre 1984 y 1993.

La secuencia estratigráfica de este yacimiento se formó durante el Pleistoceno Superior y el Holoceno, con ocupaciones que van desde el Paleolítico Superior a época romana con una importante secuencia de Prehistoria reciente (Aranzadi y Barandiarán, 1935; Arribas Pastor, 1987a, 1987b; Arribas Pastor y Berganza Gochi, en prensa).

# METODOLOGÍA

Los restos humanos que se han estudiado se encuentran depositados en el Arkeologi Museoa (Bilbao, Bizkaia). Se ha realizado el inventario de todos los restos, determinándose posteriormente el número mínimo de elementos (NME) y de individuos (NMI) representados en la colección.



La edad de muerte ha sido estimada a partir de la erupción dentaria y del grado de fusión de las epífisis en inmaduros (White y Folkens, 2005) y del desgaste de la dentición en adultos (Lovejoy, 1985).

Debido a la ausencia de pelvis y restos craneales completos, la determinación del sexo se ha basado en los rasgos cualitativos de las mandíbulas y en las funciones discriminantes del tamaño de los huesos largos (Bass, 2005).

La estatura se ha estimado a partir de fémures mediante las fórmulas de Trotter y Gleser (1952, 1958) y Sjøvold (1990). También se han realizado observaciones preliminares de la patología que puedan presentar los individuos (White y Folkens, 2005). El grado de patología observado en las vértebras, por otro lado, se ha cuantificado siguiendo las pautas de Dawson y Trinkaus (1997).

El estudio biomecánico de un fémur y un húmero del individuo 4 se ha realizado mediante el uso de TACs médicos. Los huesos fueron alineados y procesados por medio del programa ImageJ, mediante el uso de los plugins BoneJ (Doube et al., 2010) y MomentMacro (Ruff, 2006). Para el fémur, se han seleccionado cinco secciones de la longitud biomecánica del hueso (20%, 35%, 50%, 65% y 80%), de forma que el 20% corresponde a la sección más distal del hueso y el 80% a la sección más proximal (Macintosh et al., 2013). Para el húmero, se han seleccionado las secciones del 35% y 50% (Sparacello et al., 2017). Entre las diferentes propiedades de la sección transversal, se han seleccionado aquellas referentes a la cantidad de hueso observado en una sección y a aquellas que indican la resistencia a la flexión o combadura. Las propiedades más relevantes son el porcentaje de área cortical (%CA) y el índice lx/ly, que indican el grosor cortical relativo de una sección y la distribución del hueso sobre el eje antero-posterior (A-P) y medio-lateral (M-L).

Como muestras de comparación se han escogido individuos del Paleolítico Superior (Trinkaus y Ruff, 2012) y una muestra de fémures de cronología medieval del yacimiento francés de Jau d'Ignac. En el caso del húmero, se han usado datos de muestras del Paleolítico Superior Inicial y muestras del Paleolítico Superior Tardío del Oeste de Eurasia (Sparacello et al., 2017).

Por último, se ha realizado la datación por C14 de dos restos óseos, pertenecientes a dos individuos distintos para intentar asignar a cada individuo determinado de una cronología precisa y poder establecer si todos los individuos formaban parte de una población contemporánea o no.

# RESULTADOS

En Lumentxa se han recuperado 214 huesos humanos, correspondientes a un mínimo de 6 individuos: dos subadultos, un adolescente o adulto joven y tres adultos. Uno de los individuos subadultos aparece mencionado e ilustrado en la bibliografía (Aranzadi, 1929), aunque no hay constancia de estos restos en el Arkeologi Museoa.

Los dos individuos subadultos (Individuos 1 y 6), tendrían una edad de muerte de entre 3 y 5 años.

El individuo 2 sería un juvenil o adulto joven con una edad de muerte de entre 16 y 20 años. El individuo 3 tendría una edad de muerte de entre 30 y 40 años y presenta dos vértebras colapsadas. El individuo 5 está representado por un solo molar y no se puede estimar con fiabilidad su edad de muerte. El individuo 4, por último, es el mejor representado, por lo que se ha podido estudiar más con más detalle. Este individuo tiene una edad de muerte de más de 50 años y se ha clasificado como masculino en base a la proyección de la protuberancia mentoniana. A partir del fémur preservado, se ha estimado su estatura en 160-162 cm. Se aprecia un número considerable de vértebras con patología, y un radio cuya epífisis proximal presenta una fractura en vida. Por otra parte, mediante el estudio biomecánico, se ha observado que el fémur muestra un mayor grosor en la sección más distal en comparación con las otras muestras (Fig. 1). Excepto en las secciones del 50% y 80% (sección central y sección más proximal), tiene una mayor similitud con las muestras del Paleolítico Superior.

En el caso del índice Ix/Iy, se observa que la distribución del hueso varía en cada sección. El fémur es más elongado anterioposteriormente (A-P) en las secciones del 35% y 50%, siendo más elongado mediolateralmente (M-L) en el resto de las secciones. En general, muestra un patrón similar al de la muestra paleolítica.

En cuanto al húmero, se aprecia que el porcentaje de hueso cortical (%CA) es menor en ambas secciones que en las muestras de comparación.

Tomando en consideración las dataciones conocidas y las realizadas recientemente, se establece un rango de cronología que va desde el 6.122 ± 38 (Arias Cabal, 2012) hasta el 3.550±30 (este estudio), que indica un uso diacrónico de la cavidad como espacio sepulcral.

### DISCUSIÓN

Las dataciones de los restos muestran una diferencia cronológica de aproximadamente 1.000 años entre cada una de ellas abarcando unos 3.000 años entre las más extremas. Por tanto, los individuos recuperados en las excavaciones no formarían parte de la misma población, dando lugar a un uso sepulcral diacrónico del yacimiento. Este uso se extendería desde el Mesolítico final o Neolítico antiguo (Arias Cabal, 2012) hasta la Edad del Bronce (este estudio). Esa función funeraria se habría alternado con un uso habitacional de la cavidad, en periodos situados en el Neolítico, el Calcolítico y la Edad del Bronce (Arribas Pastor, 1989; Arribas Pastor y Berganza Gochi, en prensa).

La dispersión y fragmentación de los restos óseos, así como su falta de conexión anatómica indican que



los individuos fueron depositados directamente sobre la superficie del suelo, sin ningún tipo de cubrición, por lo que la acción de factores externos (corrientes de agua, animales u ocupaciones humanas posteriores) habría facilitado esa dispersión (García-Sagastibelza et al., 2018). La observación en la superficie de los huesos de uno de los individuos de huellas de mordeduras es compatible con esta hipótesis. Esta información indicaría la práctica de una inhumación primaria y colectiva (sensu Ontañón y Armendáriz, 2005), a lo largo de un extenso periodo de tiempo no exclusivamente funerario. Esto contrastaría con otros yacimientos de Bizkaia como Lacilla II (Gil Abad y Llamosas Rubio, 2016-2017) o Pico Ramos (Zapata, 1995) entre otros, que eran cuevas únicamente de uso sepulcral.



Fig. 1: Imagen 3D del fémur izquierdo del individuo 4 de Lumentxa, mostrando cinco secciones de hueso obtenidas mediante tomografía axial computerizada (TAC). A=anterior, L=lateral, M=medial, P=posterior.

Los individuos recuperados durante las excavaciones están incompletos, por lo que la información paleodemográfica que se puede obtener es muy limitada. Únicamente se ha podido estimar la edad de muerte, lo cual ha permitido conocer la presencia de individuos de diferentes rangos de edad en el yacimiento.

Por otra parte, uno de los individuos está lo suficientemente completo como para haber podido realizar un estudio biomecánico del fémur (lado izquierdo) y del húmero (lado derecho). El fémur presenta un patrón de robustez ósea más parecido al de la muestra paleolítica, lo cual indicaría un patrón de movilidad similar al de esta. En el caso del húmero, tanto el descenso en la robustez ósea como en el índice de circularidad observado desde la sección del 35% a la del 50% está más relacionada con el tipo de actividad manual que con la movilidad (Marchi y Sparacello, 2005). Debido a que no se conserva el húmero izquierdo, no es posible comprobar si existe asimetría o lateralidad en el individuo.

# CONCLUSIONES

Se han estudiado 214 restos humanos, pertenecientes a un mínimo de 6 individuos: dos subadultos de entre 3 y 5 años, un juvenil de entre 16 y 20 años, un individuo adulto de entre 30 y 40 años, un adulto de más de 50 años y un adulto de edad de muerte indeterminada. Uno de los individuos subadultos no se conserva en la colección, si bien hay constancia de su estudio en la bibliografía.

Los dos individuos adultos de mayor edad presentan lesiones patológicas en las vértebras, y el más anciano también en la epífisis proximal de uno de sus radios. Éste último individuo sería de género masculino y con una estatura estimada de entre 160 y 162 cm. Por medio del estudio biomecánico, se ha podido comprobar que este individuo tiene una mayor semejanza en el modo de vida con las poblaciones paleolíticas que con las de épocas más recientes.

Habría constancia de un uso diacrónico sepulcral del yacimiento, desde el Mesolítico final o Neolítico antiguo hasta la Edad del Bronce.

Agradecimientos: Queremos agradecer a todas las personas implicadas en la excavación de Lumentxa, financiada por la Diputación Foral de Bizkaia. También queremos dar las gracias al Arkeologi Museoa, a su director Iñaki Camino y a los técnicos por el acceso a los restos de Lumentxa. A su vez, también queremos agradecer a Iñigo Lecumberri, a su equipo y al hospital IMQ Zorrozaurre, por permitirnos realizar los escáneres TAC en sus instalaciones. Este trabajo es parte de las líneas de investigación del Grupo de investigación IT1044-16 del Gobierno Vasco/Eusko Jaurlaritza, que ha sido financiado por el grupo PPG17/05 de la UPV/EHU. Esta investigación también ha contado con la financiación del Ministerio de Ciencia y Tecnología MINECO/FEDER). (CGL-2015-65387-C3-2-P, Andrea García-Sagastibelza ha recibido una beca de



investigación predoctoral de la UPV/EHU en cotutela con la Universidad de Bordeaux.

#### REFERENCIAS

- Aranzadi, T. (1929). Restos humanos de las cavernas de Santimamiñe (Cortézubi), Arezti (Ereño) y Lumentxa (Lequeitio) en Vizcaya. En: Duodécimo Congreso de la Asociación Española para el Progreso de las Ciencias (Huelves y Compañía, Ed.). Hilarion Eslava 5, Madrid (España), 71-98.
- Aranzadi, T.; Barandiarán, J.M. (1935). Exploraciones en la Caverna de Santimamiñe (Basondo, Cortézubi). 3º Memoria-Yacimientos azilienses y paleolíticos. Exploraciones en la caverna de Lumentxa (Lequeitio). Imprenta de la EXCMA, Diputación de Vizcaya, Bilbao, 135p.
- Arias Cabal, P. (2012). Después de los Azules. Las prácticas funerarias en las sociedades mesolíticas de la región cantábrica. En: AD ORIENTEM. Del final del Paleolítico en el norte de España a las primeras civilizaciones del Oriente Próximo. (Muñiz Álvarez, J.R., Ed.). Ménsula Ediciones, Servicio Editorial de la Universidad de Oviedo, 253-273.
- Arribas Pastor, J.L. (1987a). Cueva de Lumentxa (Lekeitio, Bizkaia). IV Campaña de excavaciones. Arkeoikuska: 50-53.
- Arribas Pastor, J.L. (1987b). Ill<sup>a</sup> campaña de excavaciones en la Cueva de Lumentxa (Lekeitio). *Kobie* (Serie Paleoantropología) XVI: 164-171.
- Arribas Pastor, J.L. (1989). Cueva de Lumentxa (Lekeitio). VI Campaña de excavaciones. *Arkeoikuska*: 63-66.
- Arribas Pastor, J.L., Berganza Gochi, E. (en prensa). Excavaciones en la cueva de Lumentxa (Lekeitio, Bizkaia). Campañas de 1984 a 1993. *Kobie* (Serie Paleoantropología).
- Bass, W.M. (2005). *Human Osteology. A Laboratory and Field Manual.* Missouri Archaeological Society, Columbia, 365p.
- Buikstra, J.E.; Ubelaker, D.H. (1994). Standards for data colletion from human skeletal remains. Proceedings of a Seminar at the Field Museum of Natural History organized by Jonathan Hass. Arkansas Archaeological Survey Research Series nº 44, Arkansas, 218p.
- Dawson, J.E.; Trinkaus, E. (1997). Vertebral osteoarthritis of the La Chapelle-aux-Saints 1 Neanderthal. *Journal of Archaeological Science* 24 (11): 1015-1021.
- Doube, M.; Klosowski, M.M.; Arganda-Carreras, I.; Cordelières, F.P.; Dougherty, R.P.; Jackson, J.S.; Schmid, B.; Hutchinson, J.R.; Shefelbine, S.J. (2010). BoneJ: free and extensible bone image análisis in ImageJ. *Bone* 47: 1076-1079.
- Garate Maidagan, D. (2012). *Neandertales y Cromañones. Los primeros pobladores de Bizkaia*. Guías del Arkeologi Museoa nº 2, Diputación Foral de Bizkaia, Bizkaikoa y Arkeologi Museoa, Bilbao, 270p.
- García-Sagastibelza, A.; Arribas Pastor, J.L; Gómez-Olivencia, A. (2018). Estudio antropológico preliminar del yacimiento de Lumentxa (Lekeitio, Bizkaia). Life finds a way. Libro de resúmenes del XVI Encuentro de Jóvenes Investigadores en Paleontología. Gasteiz, 209-212.
- Gil Abad, D., Llamosas Rubio, A. (2016-17). La cueva sepulcral de Lacilla -II (Sopuerta, Bizkaia). Memoria arqueológica 1988. *Kobie* (serie Paleoantropología), 35:115-168. Diputación Foral de Bizkaia-Bizkaiko Foru Aldundia. Bilbao.
- Huiskes, R. (1982). On the modelling of long bones in structural analysis. *Journal of Biomechanics* 15(1): 65-69.
- Lovejoy, C.O. (1985). Dental wear in the Libber Population: it's functional pattern and role in the determination of adult skeletal age at death. *American Journal of Physical Anthropology* 68: 275-286.
- Macintosh, A.A.; Davies, T.G.; Ryan, T.M.; Shaw, C.N.; Stock, J.T. (2013). Periosteal versus true cross-sectional geometry: a comparison along humeral, femoral and tibial

diaphyses. American Journal of Physical Anthropology 150: 442-452.

- Marchi, D.; Sparacello, V. (2005). Cross-sectional geometry of the humerus of a Western Liguria Neolithic sample. II proceso di umanizzazione. XVI Congresso degli Antropologi Italiani. Milano, 631-640.
- Ontañón, R.; Armendáriz, A. (2005). Cuevas y megalitos: los contextos sepulcrales colectivos en la Prehistoria reciente cantábrica. *Munibe* (Antropología-Arkeologia) 57 (2): 275-286.
- Ruff, C.B. (2006). MomentMacro for NIH Image and ImageJ. Disponible en: http://www.hopkinsmedicine.org/fae/mmacro.html.
- Ruff, C.B. (2018). Skeletal variation and adaptation in Europeans. Upper Palaeolithic to the Twentieth Century. WILEY Blackwell, Hoboken, 498p.
- Sládek, V; Berner, M.; Sailer, R. (2006). Mobility in Central European Late Eneolithic and Early Bronze Age: Femoral cross-sectional geometry. *American Journal of Physical Anthropology* 130: 320-332.
- Sparacello, V.S.; Pearson, O.M. (2010). The importance of accounting for the area of the medullary cavity in crosssectional geometry: a test based on the femoral midshaft. *American Journal of Physical Anthropology* 143:612-624.
- Sparacello, V.S.; Villotte, S.; Shackelford, L.L.; Trinkaus, E. (2017). Patterns of humeral asymmetry among Late Pleistocene humans. *Comptes Rendus Palevol* 16: 680-689.
- Sjøvold, T. (1990). Estimation of stature from long bones utilizing the line of organic correlation. *Human evolution* 5 (5), 431-447.
- Trinkaus, E.; Ruff, C.B. (2012). Femoral and tibial diaphyseal cross-sectional geometry in Pleistocene *Homo. PaleoAnthropology* 14: 13-62.
- Trotter, M.; Gleser, G.C. (1952). Estimation of stature from longo bones of American whites and Negroes. *American Journal of Physical Anthropology* 10: 463-514.
- Trotter, M.; Gleser, G.C. (1958). A re-evaluation of estimation of stature based on measurementes of stature taken during life and of long bones after death. *American Journal of Physical Anthropology* 16: 79-123.
- White, T.D.; Folkens, P.A. (2005). *The Human Bone Manual.* Elsevier Academic Press, United States of America, 464p.
- Zapata, L. (1995). El depósito sepulcral Calcolítico de la cueva Pico Ramos (Muzkiz, Bizkaia). *Munibe* (Antropología-Arkeologia) 77: 33-197. Sociedad de Ciencias Aranzadi. Donostia.



# SEXUAL DIMORPHISM IN THE VERTEBRAL WEDGING OF THE HUMAN LUMBAR VERTEBRAE AND ITS IMPORTANCE AS A COMPARATIVE FRAMEWORK FOR UNDERSTANDING THE WEDGING PATTERN OF NEANDERTHALS



# D. García-Martínez<sup>(1) (2) (3)</sup>, S. Martelli<sup>(4)</sup>, A. Gómez-Olivencia<sup>(5) (6) (7)</sup>, J.M. Jiménez-Arenas<sup>(8)</sup>, A. González Martín<sup>(9)</sup>, M. Campo<sup>(9)</sup>, O. Cambra-Moo<sup>(9)</sup>, S. Lois Zlolniski<sup>(1)</sup>, M. Bastir<sup>(1)</sup>

(1) Paleobiology Department, Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC), José Gutiérrez Abascal 2, 28006 (Madrid, Spain).

(2) University of Bordeaux, CNRS, MCC, PACEA, UMR5199 (Pessac, France).

(3) Centro de Estudios del Campo de Montiel (CECM), Almedina (Castilla-La Mancha, Spain).

(4) Department of Cell and Developmental Biology, University College London, WC1E 6BT (London, United Kingdom).

(5) Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Euskal Herriko Unibertsitatea (UPV/EHU), Barrio Sarriena s/n, 48940 Leioa, Spain.

(6) IKERBASQUE, Basque Foundation for Science, Spain.

(7) Centro Mixto UCM-ISCIII de Investigación sobre Evolución y Comportamiento Humanos, Madrid, Spain.

(8) Departament of Prehistory and Archaeology, Universidad de Granada, Campus de Cartuja s/n. 18071 (Granada, Spain).

(9) Laboratorio de Poblaciones del Pasado (LAPP). Departamento de Biología, Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid (UAM), 28049 (Madrid, Spain).

Dimorfismo sexual en el acuñamiento vertebral de las vértebras lumbares humanas y su importancia como contexto comparativo para comprender el patrón de acuñamiento vertebral en neandertales: La lordosis lumbar es un elemento clave de la postura erguida, siendo interpretada como adaptación a locomoción bípeda. Aunque existe consenso sobre diferentes patrones de acuñamiento en factores como el dimorfismo sexual humano, trabajos publicados recientemente muestran, sin embargo, discrepancias sobre si este factor está expresado del mismo modo en otros homininos, como los neandertales. En el presente estudio se emplean datos recogidos por puntos de referencia 3D de las vértebras lumbares de humanos modernos y neandertales (N<sub>lotal</sub>=250) para esclarecer este problema, observándose claras diferencias interespecíficas en el patrón de acuñamiento en vértebras superiores e inferiores. De este modo, en L1-L3 los neandertales poseen vértebras más cifóticas que los humanos modernos del mismo sexo, resultados obtenidos rechazan la hipótesis de que los neandertales tuvieran un mismo patrón de acuñamiento vertebral que los humanos modernos, y hacen evidente la necesidad de investigar este asunto en más detalle.

Palabras clave: columna lumbar, acuñamiento vertebral, dimorfismo sexual, neandertales Key words: lumbar spine, vertebral wedging, sexual dimorphism, Neanderthals

# INTRODUCTIÓN

Lumbar lordosis is a key feature of the human spine and is commonly interpreted as a biomechanical adaptation to hominin bipedalism (Lovejoy, 2005; Whitcome et al., 2007; Been et al., 2012). The shape of the lumbar vertebrae in humans, along with the intervertebral discs' morphology, configures the morphology of the lumbar spine and its curvature (Been et al., 2010; Lois-Zlolniski et al., in review). Besides the lumbar lordosis that is standard for modern humans, other authors proposed that there is some degree of variation in the lordotic angle related to biological variables such as sexual dimorphism (Whitcome et al., 2007). Specifically, these authors stated that the morphology of the lumbar spine in females would be more lordotic than in males, partially caused because of the larger dorsal wedging in female lumbar vertebrae.

In addition, differences in the lumbar spine morphology have been proposed for different hominin species such as Neanderthals (Weber and Pusch, 2008; Been et al., 2012, 2017; García-Martínez et al., 2015; Gómez-Olivencia et al., 2017), based on the material from Kebara 2, Shanidar 3, La Chapelle-aux-Saints 1 and Regourdou 1. According to most of this research, Neanderthals would have less lordotic (or even kyphotic) lumbar spines than modern humans, which would be caused by the lesser degree of posterior wedging of the individual lumbar vertebrae (Gómez-Olivencia et al., 2017). However, a recently published investigation on the spinal morphology of the La Chapelle-aux-Saints 1 proposed that there was no difference between the degree of wedging (assessed using a ratio) of Neanderthals and modern humans (Haeusler et al., 2019). Therefore, under this scenario of uncertainty, we aim to test the hypothesis from Haeusler et al. (2019) which suggests that there is no difference between the Neanderthal spine and the one from modern humans. This will be evaluated through the study of the morphological variation in posterior wedging in sexual dimorphism of modern humans, as a framework for the study of the potential morphological differences in Neanderthals.

#### MATERIAL AND METHODS

The modern human comparative sample comprised original lumbar vertebrae of 26 males and 21 females (L1-L5; N=235) of contemporary and historic European adult *Homo sapiens* from the Spitalfields Collection of the Natural History Museum and the teaching collection of the University College London (both London, UK). We selected only adult individuals because of comparative purposes with adult Neanderthals and, since these vertebrae belonged to industrialized populations, we included a modern human Neolithic L1 from la Carihuela (fossil 2291b) to include potential



differences caused by lifestyle. Finally, in this comparative framework, we also included the bestpreserved Neanderthal lumbar vertebrae from Kebara 2 (L1-L5), Shanidar 3 (L1-L5) and La Chapelle-aux-Saints 1 (L1, L3-L5), to test the aforementioned hypotheses.

To calculate the wedging pattern, we used the wedging angle (WVerB onwards) formulae from Digiovanni et al. (1989) as done in previous studies (Gómez-Olivencia et al., 2017). To calculate anterior-posterior diameter as well as superior-inferior vertebral height at the anterior and posterior edges of the body, we measured four 3D landmarks in the midsagittal plane of the lumbar body (the anterior-superior-, anterior-inferior-, posteriorsuperior- and posterior-inferior-most points) and calculated the inter-landmark distances in Morpheus et al. software (Slice, 1998). On the human sample, landmarks were digitized using Immersion Microscribe G2, whereas landmarks on the fossil specimens were digitized using Amira 4.2 software. Previous research on thoracic vertebrae has demonstrated low differences between the use of both techniques for digitization (Bastir et al., 2014, 2017).

### RESULTS

Our results show that WVerB score decreases gradually from L1 to L5 regardless of the sex, meaning that lower vertebrae present a larger posterior wedging than the upper ones (Table 1; Figure 1). In addition, males present on average and at every level, a larger WVerB value than females, thus having less posterior wedging than females do. However, when we assess these results via Student's t-test, this difference was not statistically significant in L1 (p=0.0797).

L1	Female	Male	Carih.	K2	Sh3	LC1	
Mean	5.37	7.67			7.47	<u>9.42</u>	
S.D.	5.7	2.85	E 00	6.58			
95CI+	7.96	8.82	5.06				
95CI-	2.77	6.52					
L2	Female	Male	Carih.	K2	Sh3	LC1	
Mean	2.42	6.09		<u>8.56</u>	<u>9.04</u>		
S.D.	4.47	2.64					
95CI+	4.46	7.15	-			-	
95CI-	0.39	5.02					
L3	Female	Male	Carih.	K2	Sh3	LC1	
Mean	-0.25	4.54		<u>10.6</u>	<u>6.7</u>		
S.D.	5.25	4.18				<u>8.93</u>	
95CI+	2.14	6.23	-				
95CI-	-2.64	2.86					
L4	Female	Male	Carih.	K2	Sh3	LC1	
Mean	-3.54	3.23		1.41	<u>0.26</u>		
S.D.	5.18	4.52				<u>-0.9</u>	
95CI+	-1.18	5.06	-				
95CI-	-5.9	1.41					
L5	Female	Male	Carih.	K2	Sh3	LC1	
Mean	-7.49	-1.8			-0.91		
S.D.	6.77	5.3	_	-11		-0 0	
95CI+	-4.41	0.39	-		-3.01	-3.9	
95CI-	-10.57	-3.9					

Table 1: Mean WVerB score, standard deviation (S.D.) and 95% confidence interval (95CI) for each level of modern humans compared to fossil values. Underlined blue fossil

values mean that they are larger than the modern human CI of the same sex; underlined red values mean they are smaller. Regarding the fossils, on the one hand, the L1 from La Carihuela falls into the 95% confidence interval (95CI) for the mean of industrialized females. On the other Neanderthals tend show hand. to different morphological trends at different levels (Table 1; Figure 1): at L1, only La Chapelle-aux-Saints 1 had a more lordotic value than the 95CI of modern males, Kebara 2 and Shanidar 3 being within the 95Cl. In L2-L3 levels, all the Neanderthal lumbar vertebrae presented a more kyphotic value than the 95Cl for our male sample. In L4, the Neanderthal values tended to plot to more negative values, specifically between the male and female 95Cl, a trend that is even more accentuated in L5, where Neanderthals clustered together very close to each other in the lower part of the 95Cl for females (very negative values).



Fig. 1: Variation in WVerB of modern humans and Neanderthals. The 95-confidence interval of modern humans is shown (red=females; blue=males) as well as the values for fossil specimens (La Carihuela=orange circle; Kebara 2=black cross; La Chapelle-aux-Saints 1=black plus sign; Shanidar 3=black star).

### **DISCUSSION AND CONCLUSIONS**

Our results on the wedging angle (following Digiovanni's formula) assessed via inter-landmark distances support previous research on sexual dimorphism (Whitcome et al., 2007), with our males having less lordotic posterior wedging than females at every level – except at L1, where the differences were not statistically significant. Therefore, it is important to state that the wedging angle is a diagnostic feature that could not only be important for understanding posture, but also for sex diagnosis in the archaeological record. Future studies should delve into this topic.

In addition, our results refute the proposal by Haeusler et al. (2019) suggesting no difference in wedging between Neanderthals and modern humans. Our results suggest a complex scenario: in Neanderthals,



different wedging patterns are observed in the upper and lower lumbar regions. Wedging in Neandertals seems to be highly kyphotic in the upper levels, and very lordotic in the lower levels. These results would support the more kyphotic lumbar morphology in the upper lumbar spine (L1-L3) consistent with the results from Gómez-Olivencia et al. (2017) and Been et al. (2017) but would specify that the trend is modified in the lower lumbar vertebrae to more lordotic values (Table 1; Figure 1), which was preliminary suggested by García-Martínez et al. (2015).

It is interesting to mention that Gómez-Olivencia et al. (2017) also found the L5 of Kebara 2 and Shanidar 3 to be more lordotic than the average of their modern human males, but this difference was not statistically significant. This slight discrepancy between our results and theirs could be caused by differences in the method of acquiring the Digiovanni's angle (inter-landmark distance in our case vs. traditional caliper measurement in theirs), the number of individuals studied or because inter-population differences, which could be an important issue to take into account when studying lumbar spine morphology (Lois-Zlolniski et al., in review). These issues should be addressed in different populations.

Finally, future studies should also delve into the covariation between the morphology of the individual lumbar vertebrae and the morphology of the 3D configuration of the entire lumbar spine, taking also into consideration the covariation between the vertebrae and their corresponding discs.

Acknowledgments: This work was partially funded by the IdEx University of Bordeaux Investments for the Future program (ANR-10-IDEX-03-02) and the projects CGL2012-37279, CGL2015-63648P, HAR2016-78036-P, HAR2016-74846-P, HAR2017-83004-P and HAR2017-83004-P (Ministry of Economy, Industry and Competitiveness, Spain). This research has also received support from the Spanish Ministerio de Economía y Competitividad (project CGL2015-65387-C3-2-P-MINECO/FEDER), Research Group IT1044-16 from the Eusko Jaurlaritza-Gobierno Vasco and Group PPG17/05 from the Universidad del País Vasco-Euskal Herriko Unibertsitatea.

### REFERENCES

- Bastir, M., Higuero, A., Ríos, L., & Garcia Martinez, D. (2014). Three dimensional analysis of sexual dimorphism in human thoracic vertebrae: Implications for the respiratory system and spine morphology. *American journal of physical anthropology*, 155(4), 513-521.
- Bastir, M., Martínez, D. G., Rios, L., Higuero, A., Barash, A., Martelli, S., ... & Rosas, A. (2017). Three-dimensional morphometrics of thoracic vertebrae in Neandertals and the fossil evidence from El Sidrón (Asturias, Northern Spain). Journal of Human Evolution, 108, 47-61.
- Been, E., Barash, A., Pessah, H., Peleg, S., 2010. A New Look at the Geometry of the Lumbar Spine. *Spine* 35, E1014-E1017.
- Been, E., Gómez-Olivencia, A., Kramer, P.A., 2012. Lumbar lordosis of extinct hominins. *American Journal of Physical Anthropology* 147, 64-77.
- Been, E., Gómez-Olivencia, A., Kramer, P. A., & Barash, A. (2017). 3D reconstruction of the spinal posture of the Kebara 2 Neanderthal. In: *Human Paleontology and Prehistory* (pp. 239-251). Springer, Cham.
- Digiovanni, B. F., Scoles, P. V., & Latimer, B. M. (1989). Anterior extension of the thoracic vertebral bodies in Scheuermann's kyphosis. An anatomic study. *Spine*, 14(7), 712-716.
- García-Martínez, D., Martelli, S., Bastir, M., & O'Higgins, P. (2015). Neanderthal lumbar lordosis assessed by 3D geometric morphometrics of vertebral morphology. In: *Proceedings of the ESHE*, editor; 2015; London. p 95.
- Gómez-Olivencia, A., Arlegi, M., Barash, A., Stock, J. T., & Been, E. (2017). The Neandertal vertebral column 2: The lumbar spine. *Journal of Human Evolution*, 106, 84-101.
- Haeusler, M., Trinkaus, E., Fornai, C., Müller, J., Bonneau, N., Boeni, T., & Frater, N. (2019). Morphology, pathology, and the vertebral posture of the La Chapelle-aux-Saints Neandertal. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 116(11), 4923-4927.
- Lois Zlolniski S., Torres-Tamayo N., García-Martínez D., Blanco-Pérez E., Mata F., Barash A., Nalla S., Martelli S., Sanchis-Gimeno J.A. & Bastir M. (In revision) 3D geometric morphometrics analysis of variation in the human lumbar spine. *American Journal of Physical Anthropology*
- Lovejoy, C. O. (2005). The natural history of human gait and posture: Part 1. Spine and pelvis. *Gait & Posture*, 21(1), 95-112.
- Slice, D. E. (1998). *Morpheus et al.: software for morphometric research*. Department of Ecology and Evolution, State University of New York, Stony Brook, New York.
- Weber, J., & Pusch, C. M. (2008). The lumbar spine in Neanderthals shows natural kyphosis. European *Spine Journal*, 17(2), 327-330.
- Whitcome, K. K., Shapiro, L. J., & Lieberman, D. E. (2007). Fetal load and the evolution of lumbar lordosis in bipedal hominins. *Nature*, 450(7172), 10.



# LEOPARDOS EN LA CUEVA DE LLONIN (ASTURIAS, MIS 3): ESTUDIO DE LA COLECCIÓN E INTERACCIÓN CON LOS GRUPOS HUMANOS



A. Sanchis<sup>(1)</sup>, L. Pérez<sup>(2,3)</sup>, C. Real<sup>(4)</sup>, E. Duarte<sup>(5)</sup>, M. de la Rasilla<sup>(5)</sup>

(1) Museu de Prehistòria de València, Servei d'Investigació Prehistòrica, Diputació de València. C/ Corona, 36. 46003-Valencia. alfred.sanchis@dival.es

(2) IPHES, Institut català de Paleoecologia Humana i Evolució Social, Tarragona, Spain.

(3) Àrea de Prehistòria, Universitat Rovira i Virgili (URV), Tarragona, Spain

(4) Departament de Prehistòria, Arqueologia i Història Antiga, Facultat de Geografia i Història, Universitat de València, Spain,

PREMEDOC-GIUV2015-213

(5) Área de Prehistoria, Universidad de Oviedo, Spain

Abstract (Leopards at Llonin Cave (Asturias, MIS 3): Study of the collection and interactions with human groups): We present the taxonomic and taphonomic analysis of the leopard sets (Panthera pardus) of the MIS 3 levels ("Cono Posterior") from Llonin Cave (Asturias). In the basal level (VIII) there are one adult leopard remains without anthropogenic modifications, who died in the cave. This individual occupied the cave in alternation with other carnivores and Neanderthals. In the upper level (VI) an unusual set of leopard remains has been identified in association with some several stalactites and other fauna and lithic remains. These remains were arranged there by humans on purpose, and it can be related to the hunted-gatherer symbolic world from the Cantabrian Upper Palaeolithic.

**Palabras clave:** Panthera pardus, Homo neanderthalensis, Homo sapiens, Interacciones **Key words**: Panthera pardus, Homo neanderthalensis, Homo sapiens, Interactions

# INTRODUCCIÓN

El leopardo (*Panthera pardus* Linnaeus, 1758) es un félido de talla media con hábitos solitarios y territoriales. Su carácter ubiquista y euritermo, así como su comportamiento oportunista le permiten adaptarse bien a diferentes biotopos. Las diversas subespecies actuales se reparten por diversas zonas de África y Asia (Stein y Hayssen, 2013).

En la actualidad la especie está extinta en Europa, pero su distribución durante el Pleistoceno fue mayor, con citas repartidas por gran parte de este continente (Sommer y Benecke, 2006). En la Península Ibérica, la presencia del leopardo durante el Pleistoceno medio es reducida y es a partir del Pleistoceno superior cuando se concentran la mayoría de referencias (Sanchis et al., 2015; Sauqué y Cuenca-Bescós, 2013). Se trata normalmente de conjuntos formados por escasos restos hallados en yacimientos arqueológicos del Paleolítico medio y superior o en contextos paleontológicos, mientras que los esqueletos parciales o completos son muy poco frecuentes (Sanchis et al., 2015).

Diversos estudios tafonómicos han determinado la capacidad del leopardo de acumular y modificar restos óseos en yacimientos arqueológicos (Ruiter y Berger, 2000; Domínguez-Rodrigo y Pickering, 2010), como consecuencia de la competencia con los humanos y otros carnívoros por el acceso a las presas y la ocupación de las cavidades (Brugal y Fosse, 2004). Recientemente se ha podido identificar la acción del leopardo sobre las presas y su relación con caprinos de talla pequeña (*Capra/Rupicapra*) en diversos yacimientos arqueológicos de la Península Ibérica (p.e., Sauqué y Sanchis, 2017; Sauqué et al., 2014, 2018; Yravedra, 2006).

En este trabajo presentamos los restos de leopardo de la Cueva de Llonin (Asturias), materiales conocidos (Fortea et al., 1992) pero no estudiados, procedentes de un contexto arqueológico del Pleistoceno superior (MIS 3) de la zona cantábrica de la Península Ibérica. Una parte del mismo está dedicado al estudio taxonómico de los restos de leopardo procedentes del Cono Posterior (niveles VIII, VII y VI). En segundo lugar, se define el origen de los conjuntos de leopardo a través de una aproximación tafonómica y se describen los contextos de aparición para caracterizar los posibles procesos de interacción entre estos felinos y los grupos humanos prehistóricos, teniendo como marco de referencia las condiciones ambientales del entorno del vacimiento durante el MIS 3. Además, se incluyen unas organizaciones antrópicas (conjuntos I y II) donde se reparten la mayoría de los restos de leopardo del nivel VI (Fortea et al., 1992: 11-12, 1999: 59-62) (Fig. 1).

# LOCALIZACIÓN

La cueva de Llonin se localiza en el Este de Asturias (Peñamellera Alta), en la cuenca de los ríos Cares-Deva, y está enmarcada por un relieve montañoso. La entrada está a 112 m s.n.m., a 23 m sobre el arroyo de La Molinuca, a 18 km del Mar Cantábrico y la orientación es ENE. Tras un pequeño vestíbulo la cavidad se bifurca en dos partes, una a la derecha va a una estrecha galería que termina encima del panel principal, y a la izquierda se entra en una gran sala de bastante altura que tiene un enorme cono de deyección.

Las investigaciones realizadas han permitido exhumar un potente registro arqueológico y artístico parietal y mueble (Fortea, 2001; Rasilla et al., 2014). La secuencia arqueológica contiene restos del Musteriense, Gravetiense, Solutrense superior,



Badeguliense, Magdaleniense medio y superior, Aziliense y de la Edad del Bronce, repartidos entre la Galería (G), el Vestíbulo (V) y los Conos Anterior (CA) y Posterior (CP).

El nivel VIII del CP presenta una colección lítica escasa con cualidades propias del Musteriense. Desafortunadamente, también en el CP tenemos un nivel (VII) que está relativamente mezclado con materiales propios de los niveles infra y supra yacentes y que provisionalmente no se estudia. El nivel VI, con restos líticos poco diagnósticos, pertenece al Paleolítico superior/Gravetiense. Contamos con una datación del nivel VIII (CP) (ANU56319/ 43.539 ± 2419 BP) que confirma la pertenencia del conjunto al Musteriense final (MIS 3), y estamos a la espera de nuevas dataciones del nivel VI (CP) dada la problemática de algunas realizadas hace muchos años con C14 convencional. El estudio de los conjuntos de fauna del nivel VIII del CP ha puesto de manifiesto la presencia de diversos carnívoros (hienas y leopardos entre otros) en alternancia con ocupaciones esporádicas de los unas neandertales; así condiciones como ambientales frías y relativamente áridas durante esta fase (Sanchis et al., 2019). No obstante, algunos estudios ambientales están en curso; así como los de la fauna del nivel VI.



Fig. 1: Llonin. Conjunto I (arriba) y II (abajo) del nivel VI del CP. Las líneas discontinuas enmarcan unos agujeros recientes (1957-1971) de los postes colocados para fermentar queso local.

### RESULTADOS

El estudio de la colección de Llonin aporta un número total de 178 restos de leopardo, 110 en el nivel VIII, 9 en el nivel VII y 59 en el nivel VI, correspondientes a un total de tres individuos, dos adultos (VIII, VII y VI) y un juvenil (VI) (Tab. 1). Los restos del ejemplar adulto del nivel VIII no muestran ninguna evidencia de manipulación antrópica y se conservan mayoritariamente completos. La presencia en estos niveles de coprolitos y de huesos de caprinos modificados por los leopardos apoya la idea de la muerte natural de este individuo. Los restos de leopardo hallados en el nivel VI no presentan señales directas de modificación humana, pero algunos de ellos han sido hallados formando un conjunto dentro de un contexto antropogénico; en concreto en el conjunto II, los restos parciales del esqueleto del individuo adulto colocados expresamente y rodeados por cinco fragmentos de estalactita y asociados a otros restos de fauna y líticos; en el conjunto I otros restos del mismo leopardo aparecen también junto a otras especies de fauna y piezas líticas, todos ellos enmarcados por un círculo de piedras. El nivel VII presenta problemas de mezclas de materiales del nivel inferior y superior. Los escasos restos de leopardo en el nivel VII consideramos que corresponden al individuo adulto del nivel VI al coincidir el estado de fusión de los huesos y al no existir repeticiones anatómicas.

	VIII	VII	VI
Craneal	4	1	6
Miembro anterior	15		10
Axial	41		23
Miembro posterior	21	2	3
Extremidades	29	6	17
Total	110	9	59

Tabla 1. Distribución por grupos anatómicos y niveles de los restos de leopardo del CP de Llonin.

#### DISCUSIÓN

El estudio de los conjuntos de leopardo de los niveles del MIS 3 de Llonin (Cono Posterior) aporta una dicotomía respecto a la relación de los leopardos y los grupos humanos prehistóricos. Por un lado. Los restos del nivel VIII se vinculan a la muerte natural de un individuo en la cavidad, relacionada con la presencia de estos carnívoros en determinadas fases de ocupación de la misma, en alternancia con otros carnívoros y con los neandertales. Por otro, los restos del nivel VI se insertan en un contexto antrópico y, aunque los restos no presentan modificaciones en su superficie, varios de ellos han sido colocados, junto a otros restos de fauna y líticos, de forma expresa entre varios fragmentos de estalactita, destacando el cráneo (conjunto II), o dentro de un círculo de piedras (conjunto I). En estos últimos casos no se descarta un comportamiento cultual o simbólico de los HAM, donde el leopardo jugaría un papel significativo.

En la península ibérica se han determinado procesos de interacción entre humanos y leopardos durante la prehistoria. En unos casos se trata de huesos de leopardo con modificaciones antrópicas en forma de marcas de corte, termoalteraciones o producción de útiles sobre hueso; en otros, de huesos humanos con mordeduras producidas por los leopardos (ver recopilación de referencias en Sanchis et al., 2015). En todo caso, la muestra de leopardo del nivel VI del CP de Llonin es única y señala la inclusión de estos carnívoros en el universo simbólico de los humanos del Paleolítico superior.

### CONCLUSIONES

El estudio de los restos de leopardo de varios niveles del Cono Posterior de la Cueva de Llonin nos ha permitido una caracterización morfométrica de los individuos presentes y una aproximación a su



historia tafonómica. La muestra de leopardo del nivel VI del CP de Llonin es única y señala la inclusión de estos carnívoros en el universo simbólico de los cazadores recolectores del Paleolítico superior cantábrico.

**Agradecimientos:** A Javier Fortea, *in memoriam.* Este trabajo ha sido financiado a través del proyecto MINECO2015-HAR2014-59183-P "Paleoambiente, Economía y Sociedad durante el MIS 3 en el Occidente Cantábrico".

### REFERENCIAS

- Brugal, J.P., Fosse, P. (2004). Carnivores et hommes au Quaternaire en Europe de l'Ouest. *Revue de Paléobiologie*, 23 (2), 575-595.
- Domínguez-Rodrigo, M., Pickering. M.T. (2010). A multivariate approach for discriminating bone accumulations created by spotted hyenas and leopards: harnessing actualistic data from east and Southern Africa. *Journal of Taphonomy*, 8 (2-3), 155-179.
- Fortea, J. (2001). La Cueva de Llonin. (Peñamellera Alta). Enciclopedia temática de Asturias. Tomo 13. Silverio Cañada Ed. Gijón, 222-225.
- Fortea, J., Rasilla, M. de la, Rodríguez, V. (1992). La cueva de Llonin (Llonin, Peñamellera Alta). Campañas de 1987 a 1990. Excavaciones Arqueológicas en Asturias 1987-90, 2, 9-18.
- Fortea, J., Rasilla, M. de la, Rodríguez, V. (1999). La cueva de Llonin (Llonin, Peñamellera Alta). Campañas de 1995 a 1998. Excavaciones Arqueológicas en Asturias 1987-90, 4, 59-68.
- Rasilla, M. de la, Santamaría, D., Rodríguez, V. (2014). Llonin. En: Los cazadores recolectores del Pleistoceno y del Holoceno en Iberia y el estrecho de Gibraltar (R. Sala, E. Carbonell, J.M. Bermúdez de Castro y J.L. Arsuaga, Coord.). Universidad de Burgos y Fundación Atapuerca. Burgos, 663-665.

- Ruiter de, D.J., Berger, L.R. (2000). Leopards as taphonomic agents in Dolomitic Caves-Implications for bone accumulations in the Hominid-bearing deposits of South Africa. *Journal of Archaeological Science*, 27, 665-684.
- Sanchis, A., Tormo, C., Sauqué, V., Sanchis, V., Díaz, R., Ribera, A., Villaverde, V. (2015). Pleistocene leopards in the Iberian Peninsula: new evidence from paleontological and archaeological contexts in the Mediterranean region. *Quaternary Science Reviews*, 124, 175-208.
- Sanchis, A., Real, C., Sauqué, V., Núñez-Lahuerta, C., Égüez, N., Tormo, C., Pérez Ripoll, M., Carrión Marco, Y., Duarte, E., De La Rasilla, M. (2019). Neanderthal and carnivore activities at Llonin Cave, Asturias, Northern Iberian Peninsula: Faunal study of the Mousterian levels (MIS 3). Comptes Rendus Palevol, 18 (1), 113-141.
- Sauqué, V., Cuenca-Bescós, G. (2013). The Iberian Peninsula, the last European refugium of *Panthera pardus* LINNAEUS 1758 during the Upper Pleistocene. *Quaternaire*, 24 (1), 35-48.
- Sauqué, V., Rabal-Garcés, R., Sola-Almagro, C., Cuenca-Bescós, G. (2014). Bone accumulation by leopards in the late Pleistocene in the Moncayo Massif (Zaragoza, NE Spain). *Plos One*, doi: 10.1371/journal.pone.0092144.
- Sauqué, V., Sanchis, A. (2017). Leopards as taphonomic agents in the Iberian Pleistocene, the case of Racó del Duc (Valencia, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 472, 67-82.
- Sauqué, V., Sanchis, A., Madurell-Malapeira, J. (2018). Late Pleistocene leopards as a bone accumulator: taphonomic results from S'Espasa cave and other Iberian key sites. *Historical Biology*, 30 (6), 821-834.
- Sommer, R.S., Benecke, N. (2006). Late Pleistocene and Holocene development of the felid fauna (Felidae) of Europe: a review. *Journal of Zoology*, 269, 7-19.
- Stein, A.B., Hayssen, V. (2013). Panthera pardus (Carnivora: Felidae). Mammalian Species, 47 (1), 30-48.



# ESTUDIO PALEOBIOLÓGICO Y TAFONÓMICO DE LOS RESTOS FÓSILES DE LA CUEVA DE MAINEA (UITZI, NAVARRA)



M. Rodríguez-Almagro<sup>(1)</sup>, N. Sala<sup>(2,3)</sup>, M. Arriolabengoa<sup>(4)</sup>, F. Etxeberria<sup>(5)</sup>, J. Rios-Garaizar<sup>(2)</sup>, A. Hermoso de Mendoza<sup>(6)</sup>, A. Gómez-Olivencia<sup>(1,7,3)</sup>

(1) Dept. Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco-Euskal Herriko Unibertsitatea, UPV/EHU. Barrio Sarriena s/n, 48940 Leioa.

(2) Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH), Paseo de la Sierra de Atapuerca, 3, 09002 Burgos.

(3) Centro UCM-ISCIII de Investigación sobre Evolución y Comportamiento Humanos, Avda. Monforte de Lemos 5 (Pabellón 14), 28029 Madrid.

(4) Dept. Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco-Euskal Herriko Unibertsitatea, UPV/EHU. Barrio Sarriena s/n, 48940 Leioa.

(5) Dept. Especialidades Médico-Quirúrgicas. Facultad de Medicina y Enfermería. Universidad del País Vasco-Euskal Herriko

Unibertsitatea, UPV/EHU. Paseo Dr. J. Beguiristain, 105. 20014 Donostia-San Sebastián

(6) Grupo de Espeleología Satorrak, calle Descalzos 37 bajo bis, 31001 Iruña-Pamplona.

(7) IKERBASQUE. Basque Foundation for Science, 48013 Bilbao.

Abstract (Palaeobiological and taphonomic study of the fossil remains in Mainea cave. Uitzi, Navarra): The collection of the Mainea cave has yielded numerous remains of two cold-adapted macro-mammals: Coelodonta antiquitatis and Mammuthus primigenius. The deposit is in a cave located in the Larráun valley close to the town of Uitzi (Nafarroa), on the Mediterranean slope near the watershed between the Atlantic and the Mediterranean. It constitutes the site with mammoth remains closest to the western end of the Pyrenees. The accumulation of remains comes from a chasm that acted as a natural trap and subsequently collapsed, burying the accumulation. This agrees with the taphonomic analysis in which the human beings and carnivores are excluded as main contribution agents. The Mainea site, apart from providing new bone remains with which to better understand the paleobiology of cold faunas offers the opportunity to delve into the ecological changes that occurred during the Upper Pleistocene.

**Palabras clave:** Pleistoceno, península ibérica, *Coelodonta antiquitatis, Mammuthus primigenius.* **Keywords:** Pleistocene, Iberian Peninsula, *Coelodonta antiquitatis, Mammuthus primigenius.* 

# INTRODUCCIÓN

Durante los episodios más fríos del Pleistoceno Medio final y Superior algunas especies de mamíferos adaptadas al frío se desplazaron hacia el sur, llegando a la península ibérica. Entre los macromamíferos destacaría el mamut lanudo (Mammuthus primigenius Blumenbach, 1799), el rinoceronte lanudo (Coelodonta antiquitatis Blumenbach, 1799) y el reno (Rangifer tarandus Linnaeus, 1758). En el registro fósil peninsular también aparecen otras especies como el glotón (Gulo gulo Linnaeus, 1758), el zorro ártico (Vulpes lagopus Linnaeus, 1758), el buey almizclero (Ovibos moschatus Zimmermann, 1780) y el antílope saiga (Saiga tatarica Linnaeus, 1766), aunque en menor proporción (Álvarez-Lao y García, 2010, 2011a). La presencia mayoritaria de estas especies en el cantábrico y NE de Cataluña sugiere que estas faunas entrasen a la península a través de los márgenes topográficamente más accesibles de los Pirineos (País Vasco y Cataluña) en diferentes periodos glaciares (Álvarez-Lao y García, 2011a).

La mayor parte de los yacimientos con presencia de estas faunas se circunscriben al Cantábrico y NE de Cataluña. Sin embargo, la presencia de *Mammuthus primigenius* y *Coelodonta antiquitatis* llega a extenderse hasta el centro (rinoceronte lanudo) y sur de la península (mamut), mientras que el resto de especies frías (reno, glotón, antílope saiga, zorro ártico y buey almizclero) quedan dentro de este espacio geográfico ya mencionado, siendo muy baja o nula su presencia más al sur (Álvarez-Lao y García, 2010, 2011a). El reno aparece hasta en 55 yacimientos de la península ibérica, casi todos en el Cantábrico y NE de Cataluña (Gómez-Olivencia et al., 2014), con una distribución cronológica que abarca de los 200 ka en Mollet (Girona) a las últimas dataciones realizadas en Santa Catalina (Lekeitio; Berganza y Arribas, 2014), situando por el momento el límite de la presencia de este taxón entre los 14,4 y 10,3 ka cal BP.

La distribución cronológica de *Mammuthus primigenius* en la península ibérica, basada en relativamente pocos datos, se circunscribe a dos momentos. El primero, entre 30-43 ka cal BP, destacando yacimientos como Padul (Granada), Labeko Koba (Gipuzkoa), La Güelga (Asturias), Figueira Brava (Portugal) y L'Arbreda (Cataluña), coincidiendo con los eventos Heinrich 3, 4 y 5; el segundo, entre 28-18 ka cal BP en los yacimientos de Pámanes (Cantabria), Cueto de la Mina, Las Caldas y la Lloseta (Asturias), coincidiendo con el evento Heinrich 2 y el último máximo glacial (Álvarez-Lao y García, 2010).

*Coelodonta antiquitatis* se ha encontrado en más de 25 yacimientos en la península ibérica, de los cuales solo en un tercio de los casos se conoce su contexto cronológico (Álvarez-Lao et al., 2015). En base a las dataciones disponibles se han determinado dos episodios con presencia de esta especie durante los MIS 2 y 3 (Álvarez-Lao y García, 2011b). El primero, entre 36-41 ka cal BP, coincidiendo con el evento Heinrich 4, destacando yacimientos como Labeko Koba (Gipuzkoa; Altuna y Marriezkurrena, 2000) y Covacho de Arenillas (Cantabria; Castaños, 1996); el segundo,



entre 32-20 ka cal BP, en los yacimientos de Cueva del Cuco (Cantabria), Lezetxiki (Gipuzkoa) (Altuna, 1972), Abauntz (Navarra; Altuna et al., 2001-2002; Utrilla et al., 2015) y Legintxiki (Navarra; Castaños, 1996) . Este último supondría la evidencia de *Coelodonta antiquitatis* más reciente en la península ibérica, hace 20.2 ka cal BP. Por otro lado, los restos más antiguos hasta el momento se han encontrado en La Parte (Asturias), de 188 a 141 ka BP (Álvarez-Lao y García-García, 2006) y Arroyo Culebro (Madrid; Soto y Sesé, 1991) de finales del Pleistoceno Medio o inicios del Pleistoceno Superior.

En el yacimiento de Mainea han aparecido restos de macromamíferos de tres especies y dos de ellas corresponden a macro-mamíferos adaptados al frío: *Coelodonta antiquitatis y Mammuthus primigenius*. Este hallazgo supone la incorporación de una nueva cita de cada una de estas dos especies en la península ibérica. En 1997 Altuna realizó un primer inventario de estos restos (Altuna, comunicación personal). De este yacimiento, hasta el momento, solo había sido publicada la presencia de rinoceronte lanudo en un trabajo sobre macromamíferos poco frecuentes de la región cantábrica (Mariezkurrena-Gastearena, 2011) y una breve reseña acerca de un molar de mamut procedente de este yacimiento (Castaños, 2012).

El objetivo de este trabajo es presentar por primera vez una descripción completa de la colección faunística de la cueva de Mainea, un estudio tafonómico de la asociación fósil, conocer la formación del yacimiento para establecer el origen de la acumulación de restos óseos, así como una datación directa de un resto de rinoceronte. Esta asociación faunística será comparada con otros yacimientos de la región y del resto de Europa.

# LOCALIZACIÓN

La cueva de Mainea se encuentra en el valle de Larráun en la localidad de Uitzi, Navarra, junto a la carretera que une dicha localidad con Lekunberri. Se ubica en las calizas del Jurásico (Aaleniense-Bajociense), y se desarrolla en paralelo a la dirección de la estratificación NW-SE. Presenta un desarrollo de 500 m y 39 m de desnivel, distribuidos en tres niveles de cuevas, con el yacimiento paleontológico situado en el nivel intermedio. Los primeros restos fósiles de este yacimiento fueron encontrados en febrero de 1996 por el grupo espeleológico Otxola, los cuales contactaron con la Sociedad de Ciencias Aranzadi. Se recuperaron los restos que estaban en superficie y se realizó una cata de un metro cuadrado en un lugar central del área en donde se encontraron los mismos.

En relación al contexto geológico de la zona de la cueva donde se descubrieron los restos paleontológicos, se han podido caracterizar tres unidades litoestratigráficas: intercalaciones milimétricas de limos y arenas finas estériles, que forman una secuencia ritmítica y que está asociado a la formación paragenética de las galerías horizontales en condiciones freáticas; arcillas, limos y arenas con clastos de limonita y caliza centimétricos, formando una estructura masiva. Este nivel es el que incorpora los restos paleontológicos y, a priori, parece provenir de los suelos adyacentes. En este sentido, desde la galería del yacimiento ascienden varias simas, donde en una de ellas se llegan a observar raíces. Tapizando la unidad anterior se dispone otra unidad con bloques de caliza decimétricas y métricas, provenientes del colapso de techo.

# MATERIAL Y MÉTODOS

Se han estudiado los restos procedentes de la cueva de Mainea depositados temporalmente en las instalaciones de Aranzadi. Dicha colección está compuesta por más de 200 restos óseos, de los cuales más del 90% se corresponden con Coelodonta antiquitatis, siendo Mammuthus primigenius y Cervus elaphus (Linnnaeus, 1758) los taxones con menor representación con un 2.43% y un 0.48% respectivamente. La determinación anatómica y taxonómica ha sido llevada a cabo mediante el uso de atlas osteológicos y la comparación de los restos de Mainea con los de Lezika I (Castaños et al., 2009), depositados en el Arkeologi museoa de Bilbao. Así mismo, el análisis biométrico se ha llevado a cabo tras la puesta en común de los restos objeto de estudio con otros procedentes de yacimientos de la región y de Europa central.

La estimación de la edad de muerte en *Coelodonta antiquitatis* se ha establecido en función del desgaste de las piezas dentarias por analogía con rinocerontes blancos actuales (*Ceratotherium simum* Burchell, 1817) (Hillman-Smith et al., 1986). En el caso de *Mammuthus primigenius*, esta estimación se ha llevado a cabo en base a los estándares de Maschenko (2002).

Para el estudio biométrico comparativo de los restos de Coelodonta antiquitatis se han tenido en cuenta restos de este mismo taxón procedentes de diferentes yacimientos del norte peninsular como son Jou Puerta (Álvarez-Lao, 2014), Lezika I (Castaños et al., 2009), Labeko Koba (Altuna y Mariezkurrena, 2000), Cueva de Nando (Álvarez-Lao y García, 2011a), Teixoneres (Álvarez-Lao et al., 2017) y La Parte (Álvarez-Lao y García-García, 2006); así como otros yacimientos centro-europeos entre los que destacaría Neumark Nord (van der Made, 2010) y los datos aportados por Guérin (1980) de diferentes especies de rinocerontes en toda Europa. Las medidas del ejemplar de Cervus elaphus de Mainea se han comparado con otras de ciervo y reno de otros yacimientos de la cornisa cantábrica, con el objetivo de descartar la posible presencia de este último taxón en la colección. Los yacimientos analizados han sido Kiputz IX (Castaños, 2017), Santa Catalina (Berganza y Arribas, 2014) y Labeko Koba (Altuna y Mariezkurrena, 2000). Las medidas tomadas en los fósiles vienen dadas según los estándares de Von den Driesch (1976) para artiodáctilos, Guérin (1980), Álvarez-Lao (2007) y van der Made (2010) para Coelodonta antiquitatis y Maschenko (2002) para Mammuthus primigenius.

Para el estudio tafonómico se han analizado las superficies óseas para caracterizar posibles marcas de actividad de carnívoros según los estándares descritos en Sala y Arsuaga (2018), posibles improntas de modificación antrópica según Rodríguez-Hidalgo et al. (2015), y otras alteraciones biológicas (raíces, actividad de roedores, hongos, bacterias o insectos, pisoteo) y



geológicas (meteorización, presencia de óxidos de Manganeso). Por último, se han analizado los patrones de fracturación, especialmente en los huesos largos, para averiguar los mecanismos y momento de la fracturación, es decir, fracturación en hueso fresco (perimortem) siguiendo los criterios de Sala et al. (2015).

# **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

La colección está compuesta de 225 elementos individuales etiquetados, de los cuales ha sido posible remontar 22 fragmentos. De estos, se han podido clasificar taxonómicamente 195 restos (95.12% del total de la muestra), 189 pertenecen a Coelodonta antiquitatis, 5 a Mammuthus primigenius y solo un resto a Cervus elaphus. Dicha colección ha aportado una gran cantidad de restos correspondientes al esqueleto craneal y postcraneal de Coelodonta antiquitatis. Se han preservado restos de cráneos, mandíbulas, costillas, metacarpos, vértebras, dientes, un fémur, húmeros y una tibia. A pesar de que se trató de una excavación en la que no se empleó el método arqueológico y que no se excavó la totalidad del yacimiento, la buena representación de todas las regiones esqueléticas (cráneo, esqueleto axial y apendicular), hace pensar que posiblemente se acumulasen esqueletos completos en esta cueva.

Los rinocerontes lanudos están representados por un mínimo de cuatro individuos. Los primeros tres individuos se consideran adultos y se identifican en base a la repetición de los cóndilos occipitales: los presentes en un neurocráneo prácticamente completo, dos cóndilos occipitales aislados pertenecientes al mismo individuo y un último cóndilo perteneciente a un tercer individuo. El cuarto estaría representado por restos craneales y dentales pertenecientes a un individuo inmaduro. La edad de muerte en base al desgaste dentario puede ser determinado en uno de los individuos adultos, el cual se encontraría en la fase 13 definida por Hillman-Smith et al. (1986), indicando una edad de muerte de entre 20 y 28 años aproximadamente. En el caso del individuo inmaduro, la edad de muerte podría estimarse entre 2 y 4 años de edad.

En lo que respecta a *Mammuthus primigenius*, los restos identificados se corresponden con una primera falange, un calcáneo derecho, una epífisis distal de tibia, un fragmento de húmero proximal y un molar. Estos restos se corresponderían con los de un ejemplar que no ha alcanzado la maduración ósea completa ya que las epífisis de tibia y húmero recuperadas no se habían fusionado aún con las correspondientes diáfisis.

El único resto de *Cervus elaphus*, un astrágalo de la muestra, representaría un único individuo de esta especie. El aspecto externo de este ejemplar es compatible con su pertenencia a un individuo adulto ya que no presenta porosidad. Las medidas de longitud y anchura máximas de este resto son similares a las de los ciervos de los yacimientos de Santa Catalina y Kiputz (Castaños, 2017). Este, junto con el análisis morfológico, ha sido uno de los parámetros a tener en cuenta para descartar su posible adscripción a *Rangifer tarandus*.

El análisis tafonómico preliminar indica la ausencia de marcas de actividad antrópica tales como marcas de corte, percusión o signos de combustión. Asimismo, la intervención de los carnívoros es residual en la muestra y restringida al carroñeo de un resto óseo por parte probablemente de un pequeño carnívoro. Por otro lado, la baja proporción de fracturas en hueso fresco (perimortem) y la ausencia de otros elementos en la asociación tales como piezas de industria ósea o fósiles de carnívoros (huesos o coprolitos), permite descartar a humanos y carnívoros como agentes acumuladores de los restos óseos. Como hipótesis de trabajo se plantea que la acumulación de Mainea sea fruto de una trampa natural para estas especies. Esta hipótesis es compatible además con la representación de las partes esqueléticas previamente mencionada, y con la anómala representación taxonómica del vacimiento. Estos hechos son compatibles con el estudio geológico mencionado anteriormente.

Finalmente, se ha realizado la datación directa por radiocarbono de un P2 derecho de *Coelodonta antiquitatis* que arroja una edad de 42740 ± 600 no calibrado ka BP (Beta-522535). Esta datación se correspondería con alguno de los momentos fríos que se dan entre los eventos Heinrich 4 y 5. Mainea se convierte así en uno de los cuatro yacimientos del Pleistoceno Superior más antiguos de la península ibérica con presencia de faunas frías, junto con los yacimientos de Rexidora con 44,5 cal ka BP(Asturias; Álvarez-Lao et al., 2015), Arbreda con 42,8 cal ka BP (Gerona; Álvarez-Lao y García, 2010) y Teixoneres entre 51 y 44,21 cal ka BP (Barcelona; Álvarez-Lao et al., 2017).

# CONCLUSIONES

La cueva de Mainea se encuentra en la vertiente mediterránea, cerca de la divisoria de aguas entre el Atlántico y el Mediterráneo, y proporciona una nueva localización con faunas frías en los Pirineos occidentales con la presencia de rinoceronte lanudo y mamut. Mainea constituye el yacimiento con restos de mamut más cercano al extremo occidental de Pirineos. El MIS 3 es uno de los episodios de mayor aparición de faunas frías en la península ibérica y en el que se encuadran varios de los vacimientos de la zona Cantábrica y el NE de Cataluña. El hecho de que los restos óseos de Mainea estén entre los eventos Heinrich 4 y 5 lo sitúa como una de las 4 evidencias más antiguas del Pleistoceno Superior con presencia de faunas frías en el norte de la península ibérica. Esto, junto con los datos mencionados de otros vacimientos de cronologías similares, reflejan al alto grado de intensidad de las oscilaciones climáticas durante el MIS 3. Actualmente, la ausencia de más dataciones directas sobre restos de faunas frías limita el conocimiento sobre los cambios paleoecológicos que se sucedieron durante el Pleistoceno Superior, que tuvieron una influencia directa sobre el poblamiento humano de la península ibérica. El yacimiento de Mainea, además de proporcionar nuevos restos óseos con los que entender mejor la paleobiología de las faunas frías ofrece la oportunidad de ahondar en los cambios ecológicos que se sucedieron durante el Pleistoceno Superior.



**Agradecimientos:** La recuperación de los restos fósiles de Mainea contó con la financiación del Gobierno de Navarra. La presente investigación ha contado con el apoyo del grupo de investigación IT1044-16 de Eusko Jaurlaritza-Gobierno Vasco, del Grupo PPG17/05 de la Universidad del País Vasco-Euskal Herriko Unibertsitatea y del Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades (proyecto PGC2018-093925-B-C33). Agradecemos a Jesús Altuna el trabajo realizado en la colección de fósiles de Mainea y al Grupo Espeleológico Otxola por el descubrimiento y su colaboración en las tareas de recuperación del material.

#### REFERENCIAS

- Altuna, J. (1972). Fauna de Mamíferos de los Yacimientos Prehistóricos de Guipúzcoa. *Munibe (Antropologia-Arkeologia)*, 24, 1–464.
- Altuna, J., Mariezkurrena, K. (2000). Macromamíferos del yacimiento de Labeko Koba (Arrasate, País Vasco). En: Labeko Koba (País Vasco): Hienas y humanos en los albores del Paleolítico Superior (Arrizabalaga, A., Altuna, J., eds.) Munibe (Antropologia-Arkeologia), 52, 107–151.
- Altuna, J., Marriezkurrena, K., Elorza, M. (2001-2002) Arqueozoología de los niveles paleolíticos de la cueva de Abauntz (Arraiz, Navarra). Saldvie, 2, 1-26.
- Álvarez-Lao, D. J. (2007). Revisión paleontológica de los macromamíferos indicadores de clima frío en el Pleistoceno de la península ibérica. Tesis doctoral. Universidad de Oviedo, Oviedo (España), 421 pp.
- Álvarez-Lao, D. J. (2014). The Jou Puerta cave (Asturias, NW Spain): A MIS 3 large mammal assemblage with mixture of cold and temperate elements. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 393, 1-19.
- Álvarez-Lao, D. J., García-García, N. (2006). A new site from the Spanish Middle Pleistocene with cold-resistant faunal elements: La Parte (Asturias, Spain). *Quaternary International*, 142-143, 107-118.
- Álvarez-Lao, D. J., García, N. (2010). Chronological distribution of Pleistocene cold-adapted large mammal faunas in the Iberian Peninsula. *Quaternary International*, 212 (2), 120-128.
- Álvarez-Lao, D. J., García, N. (2011a). Geographical distribution of Pleistocene coldadapted large mammal faunas in the Iberian Peninsula. *Quaternary International*, 233, 159-170.
- Álvarez-Lao, D. J., García, N. (2011b). Southern dispersal and Palaeoecological implications of woolly rhinoceros (*Coelodonta antiquitatis*): review of the Iberian occurrences. *Quaternary Science Reviews*, 30 (15), 2002-2017.
- Álvarez-Lao, D. J., Rivals, F., Sánchez-Hernández, C., Blasco, R., Rosell, J. (2017). Ungulates from Teixoneres Cave (Moià, Barcelona, Spain): Presence of cold-adapted elements in NE Iberia during the MIS 3. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 466, 287-302.
- Álvarez-Lao, D. J., Ruiz-Zapata, B., Gil-García, J., Ballesteros, D., Jiménez-Sánchez, M. (2015). Palaeoenvironmental research at Rexidora Cave: New evidence of cold and dry conditions in NW Iberia during MIS 3. *Quaternary International*, 379, 35-46.
- Berganza, E., Arribas, J. L. (2014) La cueva de Santa Catalina (Lekeitio, Bizkaia): La intervención arqueológica. Restos vegetales, animales y humanos. *Kobie BAI*, 4, 329-358.
- Castaños, J. (2017). Grandes faunas esteparias del Cantábrico oriental. Estudio isotópico y paleontológico de los macrovertebrados del Pleistoceno superior de Kiputz IX (Mutriku, Gipuzkoa). Kobie, Serie Anejos. Bilbao. 218 pp.
- Castaños, P. (1996) Hallazgos de rinoceronte lanudo en Legintxiki (Etxauri, Navarra). En: *Homenaje a Máximo Ruiz de Gaona: Naturalista y Paleontólogo (1902-1971)* (H. Astibia Ayerra, ed.). Príncipe de Viana, Navarra, 77-80.

- Castaños, P. (2012). Faunas prehistóricas de Bizkaia. Animales y humanos en la prehistoria. Ed. Bizkaikoa-Arkeologi Museoa, Bilbao, 44 pp.
- Castaños, P., Murelaga, X., Bailon, S., Castaños, J., Saez de Lafuente, X., Suárez, O. (2009). Estudio de los vertebrados del yacimiento de Lezikako Koba (Kortezubi, Bizkaia). Kobie (Paleoantropología), 28, 25–50.
- Gómez-Olivencia, A., Arceredillo, D., Álvarez-Lao, D. J., San Pedro, Z., Castaños, P., Rios-Garaizar, J. (2014) First evidence for the presence of reindeer (*Rangifer tarandus*) on the Iberian Peninsula in the Pleistocene: an archaeopalaeontological and chronological reassessment. *Boreas*. 43, 286-308.
- Guèrin, C. (1980). Les rhinoceros (Mammalia, Perissodactyla) du Miocene terminal au Pleistocene superieur en Europe occidentale. Comparaison avec les especes actuelles. Ed. Département des Sciencies de la Terre, Université Claude-Bernard, Lyon, 1197 pp.
- Hillman-Smith, A.K.K., Owen-Smith, N., Anderson, J.L., Hall-Martin, A.J., Selaladi, J.P. (1986). Age estimation of the white rhinoceros (*Ceratotherium simum*). J. Zool. 210, 355– 379.
- Mariezkurrena-Gastearena, K., (2011). Hallazgos en macromamíferos poco frecuentes en yacimientos arqueológicos y paleontológicos del Pleistoceno de la región Cantábrica. *Kobie*, 30, 83-110.
- Maschenko, E.N. (2002). Individual development, biology and evolution of the woolly mammoth. *Cranium*, 19, 4–120.
- Rodríguez-Hidalgo, A., Saladié, P., Ollé, A., Carbonell, E. (2015). Hominin subsistence and site function of TD10.1 bone bed level at Gran Dolina site (Atapuerca) during the late Acheulean. *Journal of Quaternary Sciences*, 30, 679-701.
- Sala, N., Arsuaga, J.L. (2018). Regarding beasts and humans: a review of taphonomic works with living carnivores. *Quaternary International*, 466, 131-140.
- Sala, N., Arsuaga, J.L., Martínez, I., Gracia-Téllez, A. (2015). Breakage patterns in Sima de los Huesos (Atapuerca, Spain) hominin sample. *Journal of Archaeological Science*, 55, 113-121.
- Soto, E., Sesé, C. (1991). Restos de grandes mamíferos del Pleistoceno del arenero del Arroyo del Culebro (Getafe, Madrid). Estudios de Prehistoria y Arqueología Madrileñas, 7, 7-27.
- Utrilla, P., Mazo, C., Domingo, R. (2015) Fifty thousand years of prehistory at the cave of Abauntz (Arraitz, Navarre): A nexus point between the Ebro Valley, Aquitaine and the Cantabrian Corridor. *Quaternary International*, 364, 294-305.
- Van der Made, J. (2010). The rhinos from the middle Pleistocene of Neumark Nord (Saxony-Anhalt). Veröffentlichungen des Landesamtes für Archäologie, 62, 432-527.
- Von den Driesch, A. (1976). A guide to measurement of animal bones from archaeological sites. *Peabody Museum Bulletin*, 1, 1-137.



# NUEVOS DATOS SOBRE EL CUATERNARIO DE NAVARRA: LA COLECCIÓN PALEONTOLÓGICA DE KOSKOBILO (OLAZTI/OLAZAGUTÍA)



A. Gómez-Olivencia<sup>(1,2,3)</sup>, M. Arlegi<sup>(1,4)</sup>, D. Arceredillo<sup>(5)</sup>, E. Delson<sup>(6,7,8,9,10)</sup>, A. Sanchis<sup>(11)</sup>, C. Núñez-Lahuerta<sup>(12)</sup>, M. Fernández-García<sup>(13,14)</sup>, M. Villalba<sup>(3)</sup>, J. Galán<sup>(12)</sup>, A. Pablos<sup>(15,3)</sup>, A. Rodríguez-Hidalgo<sup>(16,17)</sup>, M.A. López-Horgue<sup>(1)</sup>, V. Martínez-Pillado<sup>(3)</sup>, J. Rios-Garaizar<sup>(15)</sup>, M. Rodríguez-Almagro<sup>(1)</sup>, J. van der Made<sup>(18)</sup>

(1) Dept. Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Euskal Herriko Unibertsitatea, UPV/EHU. Barrio Sarriena s/n, 48940 Leioa. asier.gomezo@ehu.eus

(2) IKERBASQUE. Basque Foundation for Science, 48013 Bilbao.

(3) Centro UCM-ISCIII de Investigación sobre Evolución y Comportamiento Humanos, Avda. Monforte de Lemos 5 (Pabellón 14), 28029 Madrid.

(4) UMR 5199 PACEA, Université de Bordeaux. Allée Geoffroy Saint Hilaire, Bâtiment B8. CS 50023. 33615-Pessac Cedex, France.
(5) Facultad de Humanidades y Ciencias Sociales, Universidad Isabel I de Castilla, c. Fernán González 76, 09003, Burgos.
(6) Department of Anthropology, Lehman College of the City University of New York, 250 Bedford Park Boulevard West, Bronx, NY

(d) Department of Anthropology, Lenman College of the City Oniversity of New York, 250 Bediold Park Bodievard West, Bronx, NY 10468, USA.
 (7) Department of Vertebrate Paleontology, American Museum of Natural History, 200 Central Park West, New York, NY 10024, USA

(7) Department of Vertebrate Paleontology, American Museum of Natural History, 200 Central Park West, New York, NY 10024, USA.
 (8) PhD Program in Anthropology, The Graduate Center of the City University of New York, 365 Fifth Avenue, New York, NY 10016, USA.

(9) New York Consortium in Evolutionary Primatology, New York, NY, USA.

(10) Institut Català de Paleontologia Miquel Crusafont, Universitat Autònoma de Barcelona, Edifici ICTA-ICP, Carrer de les Columnes s/n, Campus de La UAB, 08193 Cerdanyola del Vallès, Barcelona.

(11) Museu de Prehistòria de València, Servei d'Investigació Prehistòrica, Diputació de València, Corona 36, València.

(12) Aragosaurus-IUCA, Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza.

(13) Sezione di Scienze Preistoriche e Antropologiche, Dipartimento di Studi Umanistici, Università degli Studi di Ferrara (UNIFE), C. so Ercole I d'Este 32, 44121, Ferrara, Italy.

(14) Muséum National d'Histoire Naturelle (MNHN), HNHP-UMR CNRS 7194 - Sorbonne Universités, 1 rue René Panhard, 75013 Paris, France.

(15) Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH), Paseo de la Sierra de Atapuerca, 3, 09002 Burgos.

(16) Departamento de Prehistoria, Universidad Complutense, Prof. Aranguren s/n, 28040, Madrid.

(17) IDEA (Instituto de Evolución en África), Calle Covarrubias 36, 28010, Madrid.

(18) Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Museo Nacional de Ciencias Naturales, c. José Gutiérrez Abascal 2, 28006, Madrid.

Abstract (New data on the Quaternary of Navarre: the paleontological collection from Koskobilo (Olazti/Olazagutía)): The archaeopaleontological collection from Koskobilo is composed of hundreds of fossil and thousands of lithic remains, mostly recovered during the middle part of the 20th century. Here we present the complete paleontological study of the collection, which includes 36 mammal taxa, 6 avian taxa and a small fish vertebral collection. Additionally we have performed direct dating of a speleothem crust covering one of the rhinoceros teeth, which provides a minimum of 219 ka for part of the collection, the rest being from the Upper Pleistocene, mixed with some Holocene/recent elements. The paleontological collection from Koskobilo is one of the most important in the Western Pyrenees due to the scarcity of the local Middle Pleistocene fossil record and the rarity of some of the taxa represented, such as Ursus thibetanus, Macaca sylvanus and cf. Megaceroides.

**Palabras clave:** Pleistoceno Medio; Pleistoceno Superior; vertebrados fósiles; Paleolítico *Key words: Middle Pleistocene; Upper Pleistocene; Fossil vertebrates; Paleolithic* 

# INTRODUCCIÓN

La colección arqueopaleontológica de Koskobilo está compuesta por miles de restos de industria lítica y cientos de restos de fauna y tiene su origen en la destrucción de varias cavidades kársticas por parte de la antigua cantera de Koskobilo (Arlegi et al., 2018). La mayor parte de esta colección fue recuperada a mediados del s. XX, primero por M. Ruiz de Gaona y posteriormente por J.M. de Barandiarán. Las primeras recogidas, por parte de Ruiz de Gaona tuvieron lugar en 1940, y fueron únicamente de restos paleontológicos, algunos recuperados *in situ*, del relleno de una sima, mientras que otros fueron recuperados en la escombrera (Ruiz de Gaona, 1941).

Diez años más tarde, en 1950, Ruiz de Gaona recuperó más de 5.000 restos de industria lítica (Ruiz de Gaona, 1952) en las escombreras y, en éstas también, en 1955, J.M. de Barandiarán recogió 1.155 piezas de sílex, un canto rodado de arenisca, así como un pequeño lote de huesos, siendo este último entregado a Jesús Altuna para su estudio (Beguiristain, 1974), del que no tenemos constancia de que haya sido objeto de ninguna publicación. La revisión de la literatura sobre la industria lítica de Koskobilo (Ruiz de Gaona, 1952, 1958; Maluquer de Motes, 1954; Vallespí Pérez y Ruiz de Gaona, 1969-1970, 1971; Beguiristain, 1974), así como el estudio de las piezas recogidas por nuestro equipo recientemente atestigua, como mínimo, la



presencia humana en el entorno de Koskobilo desde el Paleolítico Medio Antiguo y durante varias fases del Paleolítico Superior, destacando la presencia de un taller solutrense de piezas foliáceas, único en el área cantábrica (Arlegi et al., 2018). En ese trabajo también se presentaron datos preliminares sobre la colección paleontológica, como la identificación de cuón, macaco, oso negro asiático y ciervo gigante (Arlegi et al., 2018). El objetivo del presente trabajo es el estudio en profundidad de toda la colección paleontológica de Koskobilo, actualmente repartida en tres instituciones distintas: el Museo de Navarra (Pamplona/Iruñea; que hemos denominado colección Ruiz de Gaona), el Museo Nacional de Ciencias Naturales (MNCN, Madrid) y la Sociedad de Ciencias Aranzadi (Donostia-San Sebastián), incluyendo su estudio taxonómico y tafonómico. Además se ha realizado una datación de una costra carbonática que recubre uno de los restos de rinoceronte mediante series de Uranio.

# LOCALIZACIÓN

La antigua cantera de Koskobilo se localiza en la margen izquierda del río Arakil, al norte del pueblo de Olazti/Olazagutía (Navarra). Las calizas de Koskobilo junto con las unidades sedimentarias contemporáneas forman el cierre periclinal, en el extremo SE del anticlinorio de Bilbao. Las calizas de Koskobilo, del Albiense superior, son parte de la Formación Eguino (García-Mondéjar, 1982), posteriormente incluidas en la Unidad Albeniz (López-Horgue et al., 1996).

# RESULTADOS

En la colección paleontológica de Koskobilo están representados 36 taxones de mamíferos, 6 de aves y una pequeña colección de vértebras de pez.

El orden Perissodactyla está representado por especies pertenecientes a dos familias: el caballo (*Equus ferus*; familia Equidae) y el rinoceronte de estepa (*Stephanorhinus hemitoechus*; familia Rhinocerotidae).

El orden Artiodactyla está representado por restos pertenecientes a tres familias: Cervidae, Bovidae y Suidae. Los cérvidos están representados por tres taxones: el corzo (Capreolus capreolus), el ciervo rojo (Cervus elaphus) y un ciervo gigante (cf. Megaceroides); los bóvidos por tres taxones: la cabra montesa (Capra pyrenaica), el sarrio (Rupicapra pyrenaica) bóvidos. y por grandes estando probablemente representados tanto el género Bos como el género Bison; y los suidos por el jabalí (Sus scrofa).

El orden Carnivora está representado por miembros de cinco familias: Felidae, Hyaenidae, Canidae, Ursidae y Mustelidae. Los félidos están representados por tres especies: el gato montés (*Felis silvestris*), el leopardo (*Panthera pardus*) y el león (*Panthera spelaea*); los cánidos por tres taxones: el zorro (*Vulpes vulpes*), el cuón o perro jaro (*Cuon* sp.) y el lobo (*Canis* cf. *C. lupus*); los úrsidos por tres especies: el oso pardo (*Ursus arctos*), el oso de las cavernas (*U. spelaeus*) y el oso negro asiático (*U. thibetanus*); y los mustélidos

por dos especies: el tejón (*Meles meles*) y un mustélido de pequeño tamaño (*Mustela* sp.). El único hiénido es la hiena manchada (*Crocuta crocuta*).

Los murciélagos (orden Chiroptera) están representados por dos especies de la superfamilia Verspertilionoidea: el murciélago ratonero grande (*Myotis myotis*) y el murciélago de cueva (*Miniopterus schreibersii*).

El orden Rodentia está representado por ocho taxones: la rata (*Rattus* sp.), la rata topera (*Arvicola amphibius*), el topillo campesino (*Microtus arvalis*), el topillo agreste (*Microtus agrestis*), el topillo lusitano (*Microtus (Terricola*) cf. *lusitanicus*), la especie de topillo extinta *Pliomys coronensis*, la marmota alpina (*Marmota marmota*) y el castor europeo (*Castor fiber*). El orden Lagomorpha está también representado en la colección de Koskobilo a partir de un fragmento de maxilar de lepórido (Leporidae indet).

La colección de Koskobilo contiene restos de dos familias del orden Primates: Hominidae y Cercopithecidae. Los homínidos están representados por tres restos humanos (*Homo sapiens*) y los cercopitécidos están representados por un resto de macaco de Berbería (*Macaca sylvanus*).

El orden Eulipotyphla está representado por varios restos de topo (*Talpa* sp.) cuyo tamaño está en los rangos de solapamiento entre *T. europaea* y *T. occidentalis*, y por restos de erizo (cf. *Erinaceus* sp.).

La colección de Koskobilo contiene restos de aves pertenecientes a tres órdenes distintos. El orden Galliformes está representado por la perdiz pardilla (*Perdix perdix*), el lagópodo alpino (*Lagopus muta*), y el gallo lira (*Tetrao tetrix*); el orden Columbiformes por restos de paloma bravía o zurita (*Columba livia/oenas*); y el orden Passeriformes por una alondra indeterminada (Alaudidae indet.) y por la chova piquigualda (*Pyrrhocorax graculus*).

A nivel tafonómico, los restos de la colección Ruiz de Gaona se caracterizan por presentar una acción de carnívoros relativamente importante (8% de los restos) mientras que sólo un resto (un calcáneo de *Equus ferus*; 0,2% de los restos) presenta marcas de corte.

La datación de un espeleotema sobre un diente de rinoceronte ha arrojado una edad de  $219.561 \pm 9.153$  años, que supondría una edad mínima para este resto.

# DISCUSIÓN

Hay cinco aspectos destacables que se pretenden discutir en este trabajo: cambios en la lista faunística, la cronología representada por la colección paleontológica, aspectos biogeográficos, aspectos paleoambientales y, por último, la tafonomía.

En primer lugar, la lista faunística que presentamos es, a grandes rasgos, similar a la presentada por Ruiz de



Gaona (1941, 1952) en el caso de los macromamíferos, aunque existen diferencias significativas que pasamos a enumerar. En este estudio todos los restos de rinoceronte se atribuyen a Stephanorhinus hemitoechus, en lugar de a Rhinoceros megarhinus (=Coelodonta antiquitatis) como se publicaron por primera vez. Estos resultados confirman estudios previos realizados sólo en la parte de la colección de Koskobilo conservada en el MNCN (Cerdeño, 1990). Por otro lado, los restos atribuidos por Ruiz de Gaona (1941) a un hipopótamo (Hippopotamus sp.) de pequeña talla se re-clasifican como pertenecientes a un jabalí (Sus scrofa). Mencionar también que cinco taxones de macro-mamíferos no estaban presentes en anteriores listas faunísticas: Cuon sp., Panthera spelaea, Macaca sylvanus, Ursus thibetanus y Homo sapiens. Los roedores son el grupo cuya lista faunística más difiere de la publicada por Ruiz de Gaona (1941), ya que este último propuso la presencia de cuatro taxones, dos de los cuales hemos identificado en la colección (marmota y castor) y mientras que los restos que él clasificó como Arvicola spelaea y Mus han sido re-clasificados. Ruiz de Gaona también indicaba la presencia de musarañas (géneros Sorex y Crocidura), las cuales posiblemente sean las mandíbulas de murciélago identificadas por nosotros. En el presente estudio se presenta, por primera vez, el estudio de las aves de esta colección.

En segundo lugar, el estudio de la colección confirma la hipótesis de que la colección paleontológica de Koskobilo contiene taxones de distintas cronologías (Arlegi et al., 2018): Pleistoceno Medio, Pleistoceno Superior y Holoceno. Del Pleistoceno Medio serían, además del molar de rinoceronte, del que ha sido datado un espelotema que lo recubre, el ciervo gigante, el macaco y, probablemente, el oso negro asiático. El rinoceronte de estepa (Stephanorhinus hemitoechus) apareció en Europa hace aproximadamente 450 mil años (Made, 2010) y se asume que desapareció hace unos 42 mil años (Stuart y Lister, 2012) aunque existe una datación entre 4 y 8 mil años más reciente en la cueva del Castillo (Castaños, 2018). Los osos negros asiáticos (Ursus thibetanus) aparecen en el Pleistoceno Medio durante el Toringiense inferior hasta la glaciación Saaliense (Rustioni y Mazza 1993; Crégut-Bonnoure, 1996; Wagner, 2010). En la Península Ibérica se han documentado en la Cova del Bolomor en niveles de OIS 7 y OIS 5e (Sarrión Montañana y Fernández Peris, 2006) y en en Cau d'en Borràs (Carbonell et al., 1979). El género Megaceroides aparece en el registro en el Pleistoceno inferior y hay registros tardíos en el MIS 8-9 en Trinchera Galería (Sierra de Atapuerca) y Azokh (Made et al., 2016). En la península ibérica, el macaco del nivel K Lezetxiki II fue presentado como uno de las referencias más recientes para este taxón (MIS 5; Castaños et al., 2011). Posteriormente, la datación por OSL del nivel K ha revelado que este nivel se formó durante el MIS 7 (Arriolabengoa et al., 2018). Por otro lado, los dientes atribuidos a oso de las cavernas (U. spelaeus) de Koskobilo presentan un tamaño similar a otros yacimientos de los Pirineos occidentales con dataciones de Pleistoceno Superior (e.g., Troskaeta, Ekain; Arlegi et al., 2018). En otros casos, las cronologías de extinción o extirpación de ciertos

taxones proporcionan una edad mínima para esos restos, de aproximadamente 12-14 mil años (p.e., *Cuon* sp., *Panthera pardus, Panthera spelaeus, Pliomys coronensis*) o 30.800 años (*Crocuta crocuta*) (Cuenca-Bescós et al., 2010; Stuart y Lister, 2012; Sanchis et al., 2015). Por último, el aspecto externo de ciertos restos de la colección Ruiz de Gaona, indica que se tratan de restos más recientes (Holocenos o sub-actuales), como por ejemplo el cráneo completo de tejón, los restos de rata (*Rattus* sp.) y probablemente los restos humanos, que no fueron mencionados en la primera publicación de Ruiz de Gaona (1941).

A nivel biogeográfico, Koskobilo expande la presencia del gallo lira (*Tetrao tetrix*) en la península ibérica, hasta ahora sólo identificado en Artazu VII (MIS 5, Suárez-Bilbao et al., en prensa), Urtiaga (Pleistoceno Superior; Elorza, 1990) y Valdegoba (Paleolítico Medio; Sánchez Marco, 2004). Las especies de micromamíferos recuperadas se relacionan con requerimientos medioeuropeos que hallan en el norte peninsular su límite meridional de distribución (Palomo et al., 2008).

La colección de micromamíferos indica la presencia de prados alpinos o subalpinos, con suelos aprovechables para la actividad cavadora y una presencia de masa de agua relativamente cercana. De hecho, la presencia de marmota y de lagópodo alpino en la colección de Koskobilo sugiere que una parte del registro paleontológico en esta localidad se formó en condiciones más estrictas (frías) que las actuales, lo cual sería coherente con la ausencia de especies mediterráneas entre los taxones de micro-mamíferos registrados. En todo caso, estos últimos apuntes deben tomarse con cautela ya que desconocemos si existe algún sesgo en la recolección de los restos de microvertebrados.

A nivel tafonómico, la baja presencia de marcas de corte y abundancia de marcas de carnívoros contrastan con la mayor presencia de intervención antrópica en la pequeña colección de restos óseos recuperada por nuestro equipo en las escombreras de Koskobilo (Arlegi et al., 2018). Esta última colección podría estar relacionada con el conjunto de lítica del Paleolítico Superior recuperada en las escombreras de Koskobilo a partir de los años 50, que podría provenir de una cavidad distinta de la que Ruiz de Gaona recuperó los primeros restos de fauna a mediados de los años 40 del pasado siglo (Arlegi et al., 2018).

# CONCLUSIONES

A pesar de las limitaciones, debidas a las condiciones en las que se recuperó, la colección paleontológica de Koskobilo, no sólo es una de las más importantes para el Cuaternario de Navarra, si no que su importancia a nivel peninsular estriba en dos hechos: por un lado, la escasez de yacimientos con registro del Pleistoceno Medio en el norte de la península ibérica y la presencia de ciertos taxones (e.g., *Macaca sylvanus, Ursus thibetanus, Megaceroides, Tetrao tetrix*), con una representación muy baja a nivel peninsular.



Agradecimientos: La presente investigación ha contado con el apoyo del grupo de investigación IT1044-16 de Eusko Jaurlaritza-Gobierno Vasco, del Grupo PPG17/05 de la Universidad del País Vasco-Euskal Herriko Unibertsitatea y del Ministerio de Innovación y Ciencia, Universidades (proyecto PGC2018-093925-B-C33). También quisieramos agradecer a Jesús Sesma, a Jesús García-Gazólaz, al Museo de Navarra, a la Sociedad de Ciencias Aranzadi, y al Museo Nacional de Ciencias Naturales el acceso a la colección de Koskobilo, así como a Jesús Altuna v al grupo BBP por las discusiones en torno a diversos aspectos de este estudio.

#### REFERENCIAS

- Arlegi, M., Rios-Garaizar, J., Rodríguez-Hidalgo, A., López-Horgue, M.A., Gómez-Olivencia, A. (2018). Koskobilo: nuevos hallazgos y revisión de las colecciones. *Munibe Antropologia-Arkeologia*, 69, 21-41.
- Arriolabengoa, M., Iriarte, E., Aranburu, A., Yusta, I., Arnold, L. J., Demuro, M., Arrizabalaga, A. (2018). Reconstructing the sedimentary history of Lezetxiki II cave (Basque Country, northern Iberian Peninsula) using micromorphological analysis. *Sedimentary Geology*, 372, 96-111.
- Beguiristain, M.A., 1974. La colección Barandiarán de Coscobilo de Olazagutía. *Príncipe de Viana*, 136-137, 345-401.
- Carbonell, E., Estévez, J., Gusi, F. (1979). Resultados preliminares de los trabajos efectuados en el yacimiento del Pleistoceno medio de "Cau d'en Borràs" (Orpesa, Castellón)". *Cuadernos de Prehistoria y Arqueología Castellonenses*, 6, 7-18.
- Castaños, P., 2018. Revisión sistemática de la fauna a lo largo de los distintos niveles y horizontes culturales. En: *El Castillo: Historia de una fauna olvidada. La fauna de las excavaciones históricas (1910-1914) de la cueva de El Castillo (Puente Viesgo, Cantabria)* (P.M. Castaños, Ed.). Monografías del Museo de Prehistoria y Arqueología de Cantabria, Cantabria (Spain), 88-135.
- Castaños, P., Murelaga, X., Arrizabalaga, A., Iriarte, M.-J. (2011). First evidence of *Macaca sylvanus* (Primates, Cercopithecidae) from the Late Pleistocene of Lezetxiki II cave (Basque Country, Spain). *Journal of Human Evolution*, 60(6), 816-820.
- Cerdeño, E. (1990). Stephanorhinus hemitoechus (Falc.) (Rhinocerotidae, Mammalia) del Pleistoceno Medio y Superior de España. Estudios geológicos, 46, 465-479.
- Crégut-Bonnoure, E. (1996). A review of small Middle Pleistocene bears from France. *Acta Zoologica Cracoviensia*, 39, 89-101.
- Cuenca-Bescós, G., Straus, L.G., García-Pimienta, J.C., González Morales, M.R., López-García, J.M. (2010). Late Quaternary small mammal turnover in the Cantabrian Region: the extionction of *Pliomys lenki* (Rodentia, Mammalia). *Quaternary International*, 212, 129-136.
- Elorza, E. (1990). Restos de aves en los yacimientos prehistóricos vascos. Estudios realizados. *Munibe Antropologia-Arkeologia*, 42, 263-267.
- García-Mondéjar, J. (1982). Aptiense y Albiense; Región Vascocantábrica y Pirineo Navarro. En: El Cretácico de España (A. García, Ed.). Universidad Complutense, Madrid, 63-84.

- López-Horgue, M.A., Lertxundi-Manterola, D., Baceta-Caballero, J.I. (1996). Evolución sedimentaria del episodio mixto carbonatado-terrígeno del Albiense Superior-Cenomaniense Inferior entre Altsasu (Nafarroa) y Asparrena (Araba): la Unidad Albeniz. *Príncipe de Viana*, 14-15, 81-96.
- Made, J. van der (2010). The rhinos from the middle Pleistocene of Neumark Nord (Saxony-Anhalt). Veröffentlichungen des Landesamtes für Archäologie, 62, 432-527.
- Made, J. van der, Torres, T., Ortiz, J.E., Moreno-Pérez, L., Fernández Jalvo, Y. (2016). The new material of large mammals from Azokh and comments on the older collections. En: Azokh caves and the transcaucasian corridor (Y. Fernández-Jalvo, T. King, P. Andrews, L. Yepiskoposyan, Eds.). Springer, Dordrecht, 117-162.
- Maluquer de Motes, J. (1954). La industria lítica de Olazagutía. *Príncipe de Viana*, 54-55, 9-27.
- Palomo, L.J., Gisbert, J. Blanco, C. (2008). Atlas y libro rojo de los mamíferos terrestres de España. Madrid: Organismo Autónomo Parques Nacionales.
- Ruiz de Gaona, M. (1941). Un yacimiento de mamíferos pleistocénicos en Olazagutía (Navarra). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 39, 155-160.
- Ruiz de Gaona, M. (1952). Noticia del hallazgo y destrucción del yacimiento paleolítico superior más importante de Navarra. Actas del Primer Congreso Internacional de Estudios Pirenáicos. San Sebastián, 1950, 157-168. Instituto de Estudios Pirenaicos.
- Ruiz de Gaona, M. (1958). Todavía algo sobre el yacimiento de Coscobilo (Olazagutía). *Príncipe de Viana*, 72-73, 279-287.
- Rustioni, M., Mazza, P. (1993). The Tibetan-like bear from Grotta di Reale, Porto Azzurro (Isle of Elba, Italy). *II Quaternario*, 6 (1), 35-38.
- Sánchez Marco, A. (2004). Avian zoogeographical patterns during the Quaternary in the Mediterranean region and paleoclimatic interpretation. *Ardeola*, 51(1), 91-132.
- Sarrión Montañana, I., Fernández Peris, J. (2006). Presencia de *Ursus thibetanus mediterraneus* (Forsyth Major, 1873) en la Cova del Bolomor Tavernes de la Valldigna, Valencia. *Archivo de Prehistoria Levantina*, 26, 1-14.
- Stuart, A.J., Lister, A.M. (2012). Extinction chronology of the woolly rhinoceros *Coelodonta antiquitatis* in the context of late Quaternary megafaunal extinctions in northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 51, 1-17.
- Suárez-Bilbao, A., Elorza, M., Castaños, J., Arrizabalaga, A., Iriarte-Chiapusso, M.J., Murelaga, X. (en prensa). The Late Pleistocene avifauna from Artazu VII (Basque Country, northern Iberian Peninsula). *Historical Biology*. DOI: doi.org/ 10.1080/08912963.2018.1491566.
- Vallespí Pérez, E., Ruiz de Gaona, M. (1969-1970). Puntas foliáceas de retoque plano en las series líticas de Coscobilo de Olazagutía (Navarra). Anuario de Eusko Folklore, 23, 209-215.
- Vallespí Pérez, E., Ruiz de Gaona, M. (1971). Piezas inéditas de tradición achelense en las series líticas de Coscobilo de Olazagutía (Navarra). *Munibe Antropologia-Arkeologia*, XXIII, 375-384.
- Wagner, J. (2010). Pliocene to early Middle Pleistocene ursine bears in Europe: a taxonomic overview. *Journal of the National Museum (Prague), Natural History Series,* 179 (20), 197-215.



# BUSCANDO LAS PRIMERAS EVIDENCIAS DE *U. ARCTOS* (LINNAEUS, 1758) EN LA PENÍNSULA IBÉRICA: EL YACIMIENTO DEL PLEISTOCENO MEDIO DE LA CUEVA DE POSTES, FUENTES DE LEÓN (EXTREMADURA)

M. Villalba de Alvarado<sup>(1)</sup>, A. Gómez-Olivencia<sup>(2,3,1)</sup>, H. Collado Giraldo<sup>(4)</sup>, J.L. Arsuaga Ferreras<sup>(1)</sup>, J.R Bello Rodrigo<sup>(4)</sup>.

(1) Centro UCM-ISCIII de Investigación sobre Evolución y Comportamiento Humanos, Avda. Monforte de Lemos 5 (Pabellón 14), 28029 Madrid. movillal@ucm.es

(2) Dept. Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Euskal Herriko Unibertsitatea UPV/EHU. Barrio Sarriena s/n, 48940 Leioa.

(3) IKERBASQUE. Basque Foundation for Science, 48013 Bilbao.

(4) Consejería de Cultura e Igualdad. Junta de Extremadura. Avenida de Valhondo, s/n, Complejo Administrativo Mérida III Milenio Mérida.

Finding the firsts occurrences of Ursus arctos (Linnaeus, 1758) in the Iberian Peninsula. The Middle Pleistocene site of Postes Cave, Fuentes de León (Extremadura): Brown bears (Ursus arctos) originated in Asia and diverge from the spelaoid line in the early Middle Pleistocene, but they do not appear in Europe until half million years ago. We make a review of the remains of U. arctos documented in the Iberian Peninsula during Middle and Upper Pleistocene, and we present the fossils found in the Middle Pleistocene of Postes cave, Fuentes de León (Badajoz, Extremadura). The bear bearing levels were sealed by an speleothem dated by U/Th in 192,986 +15,451/-13,837 ka BP and yielded 62 cranial and postcranial bones belonging to two adults and decidual teeth ascribed to U. arctos. This site is remarkable due to the scarcity of brown bear remains during Middle Pleistocene, and also for being one of the firsts occurrences in the Iberian Peninsula.

**Palabras clave:** *Ursus arctos,* Pleistoceno Medio, península ibérica, cueva de Postes *Key words: Ursus arctos,* Middle Pleistocene, Iberian Peninsula, Postes cave

# **INTRODUCCIÓN**

Pese que hay diversas teorías sobre su filogenia, parece consensuado que el oso pardo (*Ursus arctos*) proviene de Asia donde se registra desde inicios del Pleistoceno Medio (aproximadamente hace 780.000 años) y aparece en Europa hace medio millón de años (Kurtén, 1968; Moigne et al., 2006). La divergencia entre *U. arctos* y la línea de los osos de las cavernas se ha estimado en 1,2 Ma a partir de estudios moleculares (Loreille et al., 2001).

Los restos más antiguos documentados en la península ibérica datan del Pleistoceno Medio final y comienzos del Pleistoceno Superior. Los más tempranos se documentan en Cova Negra con dataciones de 255+/-20 y 206+/-23 ka BP (Valencia) (Pérez-Ripoll, 1977; Richard et al., 2019), en Molí Mató (Alicante) de 250 ka BP (Sarrión Montaña, 2010), el Grajo II (Priego de Córdoba) entre 166+/-14 ka y 90.5+/-9 ka BP (Carmona et al., 2004), Cueva de los Casares (Guadalajara) de 127- 71 ka BP, Cueva del Ángel (Lucena) 121+11/-10 ka BP (Barroso Ruíz et al., 2011), Bolomor > 121±18 ka (Fernández Peris et al., 2014), Cueva de Camino de Pinilla del Valle (Madrid) 90.961+/-7.881ka BP (Alférez et al., 1985, Arsuaga et al., 2010), Valdegoba (Burgos) 90-70 ka BP (Quam et al., 2001), Furninha (Portugal) 80,88+42,42/-31,26 ka B.P ka BP (Cardoso et al., 1993), Sima Sierra Norte (Sevilla) de 72.5 y 43 ka BP (Rodríguez et al., 2003), Abric del Pastor (Alicante) <75±10 ka BP (Sanchis et al., 2015) Vaguard Cave (Gibraltar) de aproximadamente 75 ka BP (Stringer et al., 2008), Cova Gegant entre 60.3+/-3.8 ka y 49.4+/-1.8 ka BP (Daura et al., 2015), Sima de Illobi posee una edad máxima de 59.4+/-3.2 ka BP por racemización de aminoácidos (Villaluenga, 2011) y una edad mínima de 7.904  $\pm$  34 ka cal BP por C  $^{14}$  (Ersmark et al., 2019), Escoural (Portugal) 48.9+5.8/-5.5 ka BP (Cardoso et

al., 1993), Boquete de Zafarraya (Málaga) de aproximadamente 42 y 34 ka BP (Geraads, 1995) Arcoia >40 ka BP (García-Vázquez, 2015), Sima Abraham (Priego de Córdoba) 39.64- 41.28 y 29.62-30.45 ka BP (Martínez Sánchez et al., 2012), Arlanpe 27.178+/-433 ka BP (Valdiosera et al., 2011), Gruta do Caldeirao (Portugal) 27 ka BP, Fontainhas (Portugal) 23 ka BP (Cardoso et al., 1993), Los Rincones (Zaragoza) de MIS 3 (Sauqué et al., 2014). Otros yacimientos de Pleistoceno Superior con restos de U. arctos son cueva de los Murciélagos de Zuheros (Córdoba) (Vera, et al., 1999), y Genista cave, Devil's Tower (Torres, 1988), la Salema (Valencia) (Ponsonada et al., 2017), Cueva de San Antón, Corral Sec. Cova del Bolomor (Pérez Ripoll, 1977), Mola de Segart, Cova de les Calaveres y Cova Bolumini (Sanchis, 2015), Les Teixoneres (Barcelona) (Castellvi, 1972), Ojebar (Cantabria), Lezetxiki, Urtiaga (Altuna, 1972), Atxagakoa (López Quintana et al., 2015), Columbeira (Fernández-Laso et al., 2015), Serra dos Molianos, Lorga do Dine o Pedreira de Salemas (Portugal) (Cardoso et al., 1993).

En este trabajo se presentan los restos de *U. arctos* hallados en los niveles de Pleistoceno Medio de la Cueva de Postes, Fuentes de León (Badajoz, Extremadura).

# LOCALIZACIÓN

La Cueva de Postes, se incluye en el complejo de grutas del Monumento Natural de "Cuevas Fuentes de León" localizado en el término municipal del mismo nombre al sur de la provincia de Badajoz, Comunidad Autónoma de Extremadura. Se conforma de una red kárstica de c calizas cámbricas (entre 500 y 540 M.a.), donde se han documentado varias cuevas: Cueva del Agua, Cueva del Caballo, Cueva Masero (o Bonita),



Cueva de Los Postes y Cueva de la Lamparilla, además de Sima Cochinos y Sima I (Sima la Mina) (Algaba et al., 2000).

La cueva de Postes tiene una secuencia estratigráfica muy amplia con cuatro momentos de ocupación. Los niveles más antiguos de Pleistoceno Medio se han hallado en una zona denominada Hueco Eulogio. Están sellados por un espeleotema de 50 cm de espesor máximo datado mediante U/Th en 192,986 +/-15,451-13,837 ka BP (Collado et al., 2015). Los restos anatómicos de úrsido de mayor tamaño se encuentran parcialmente adheridos al espeleotema en su mitad superior, y los más pequeños en el sedimento (Ortega et al., 2016).

# METODOLOGÍA

Los restos se identificaron taxonómicamente según los criterios de Torres (1988), García (2003), Wagner y Cemárk (2012).

Se han realizado análisis métricos tomando las variables de Torres (1988), Tsoukala y Grandal d' Anglade (2002), Rabeder et al., (2010). Se han realizado análisis bivariantes en el caso de los dientes y huesos postcraneales, y análisis de componenetes principales para analizar una mandíbula completa. Todos los análisis se han realizado con el software R (R Core Team, 2018).

### RESULTADOS

*Ursus arctos* Linnaeus, 1758 El material de *U. arctos* están compuestos por 53 restos, 18 craneales y 44 postcraneales. Corresponden a dos individuos adultos determinados por el P<sub>4</sub>.

Los restos craneales incluyen un fragmento del cóndilo occipital, dos fragmentos del arco cigomático, un hioides, un  $I^3$  derecho, un canino superior, dos  $M^1$  (izquierdo y derecho), un  $M^2$  derecho, una hemimandíbula izquierda, un  $I_2$ , un canino inferior, un  $P_4$ , dos premolares (1 o 3) y tres caninos deciduales.

Entre los elementos postcraneales se han reconocido un atlas, dos vértebras torácicas, una lumbar y una indeterminada, una escápula derecha, cuatro fragmentos de costilla, un radio izquierdo, una ulna derecha, dos tibias derecha e izquierda, una fíbula izquierda, dos astrágalos izquierdo y derecho, un calcáneo, un escafoides, un cuboides, un Mc I izquierdo, Mt I, Mt II, Mt III, Mt IV, Mt V izquierdos, dos metacarpos, nueve falanges proximales, tres intermedias y cuatro distales.

# DISCUSIÓN

Durante el Pleistoceno Medio conviven en la Península tres especies de úrsidos: el oso pardo, el oso de Deninger (*Ursus deningeri*, antepasado del oso de las cavernas) y el oso negro asiático (*Ursus thibetanus*). *U. deningeri* es conocido por la enorme colección de la Sima de los huesos en la Sierra de Atapuerca (García, 2003) de aproximadamente 430 ka (Arsuaga et al., 2014), y su presencia en Cueva la Lucia (247 +/- 26 ka BP; Torres et al., 2005), en Santa Isabel de Ranero (300 ka BP; Torres et al., 2001) y en los niveles inferiores de Lezetxiki (Altuna, 1972). El *U. thibetanus* es un taxón muy escaso en la Península Ibérica, documentado únicamente en Cau d'en Borràs (Carbonell et al., 1979), Cova del Bolomor (Sarrión Montaña y Fernández Peris, 2006) y Koskobilo (Arlegi et al., 2018). Se ha realizado una comparación de los restos de Postes con *U. arctos* y *U. deningeri*. Se ha podido excluir que los restos de Postes se trate de *U. thibetanus* por el pequeño tamaño de este último taxón.

La mandíbula completa presenta características documentadas en *U. arctos,* con un proceso coronoides retrasado en lugar de poseer una tendencia más vertical (García, 2003), y la rama horizontal muy recta, que en los osos de las cavernas suele curvarse bajo el proceso angular. Además aún conserva los alvéolos del  $P_1$  y el  $P_3$  que en la línea espeloide tiende a desaparecer (Torres, 1988).

La dentición inferior de la mandíbula P<sub>4</sub>- M<sub>3</sub>, además de dos M<sup>1</sup> uno izquierdo y otro derecho, y un M<sup>2</sup> corresponden a un individuo senil, la corona está completamente desgastada y no conserva ninguna cúspide salvo en el P<sub>4</sub>. No obstante, se observan algunos morfotipos comunes a las especies arctoides, el P4 preserva una cúspide adyacente en la parte trasera, que en especies espeloides suele estar delante (Wagner y Cemárk, 2012). El M<sub>2</sub> presenta el borde labial muy recto, a diferencia de los osos de las cavernas que poseen un estrechamiento central entre el trigónido y el talónido, y el M<sub>3</sub> tiene forma pentagonal. En cuanto a la dentición superior ambos M<sup>1</sup> están muy desgastados y su morfología está muy alterada, pero la anchura del trigono en uno de ellos es inferior a la del talón. El  $M^2$  posee un contorno rectangular con un talón corto y redondeado, pese a que hay mucha variabilidad en los talones de este molar, en las especies espeloides suelen aumentar en longitud.

El arco dorsal del atlas es ligeramente plano, mientras que en *U. spelaeus* es curvo. Las cavidades articulares posteriores son ligeramente cóncavas y están inclinadas con tendencia a verticalizarse como en *U. arctos* (Torres, 1988).

La escápula posee la apófisis coracoides muy marcada, de forma tetraédrica con caras bien definidas, a diferencia de la forma mamelonar de la línea espeloide (Torres, 1988).

El calcáneo presenta la tuberosidad calcánea con un borde oblicuo, que aparece en *U. arctos* y *U. deningeri*, pero no en *U. spelaeus* que es más recto. La superficie articular externa es más pequeña y tiene una convexidad transversa. La superficie articular para la fíbula es extensa y no está separada del área para la inserción del ligamento externo como ocurre en la línea espeloide (Torres, 1988).

El astrágalo presenta ambos bordes laterales de la tróclea paralelos, al contrario que en la línea espeleoide donde el borde medial tiende a inclinarse hacia la parte inferior. En la vista posterior el *sulcus tendinis musculi flexoris hallucis longi* es estrecho y el tubérculo medial



no está muy desarrollado (Torres, 1988; Rabeder, 2010).

En el escafoides la dimensión transversal supera la anteroposterior y el área articular con el astrágalo tiene una forma más recta (Torres, 1988).

Los metacarpos y los metatarsos de los osos pardos difieren de los osos de las cavernas en que su longitud es mayor respecto a la anchura. Los metatarsos de Cueva de Postes son gráciles y estrechos, y el metacarpo pese a ser de mayor tamaño se asemeja a *U. arctos.* Asimismo la longitud del Mt I se solapa con la del resto de metatarsos, a diferencia de las otras especies espeloides cuyo Mt I es visiblemente más corto que el resto de metatarsos. La forma de su diáfisis es más recta como en *U. arctos* y su sección es cilíndrica en lugar de aplanada dorsopalmarmente (Torres, 1988; García, 2003; Rabeder, 2010).

### CONCLUSIONES

Los hallazgos de oso pardo durante el Pleistoceno Medio en la Península Ibérica no son muy numerosos y los más antiguos parecen focalizarse en la mitad sur peninsular. En Cueva de Postes se presentan restos de *U. arctos* datados en 192,986 +/-15,451-13,837 ka BP estando hasta día de hoy entre las cronologías más antiguas documentados en la Península Ibérica para esta especie.

**Agradecimientos:** a presente investigación ha contado con el apoyo del MECD (FPU/2015) y el Ministerio de Economía y Competitividad (project CGL2015-65387-C3-2-P-MINECO/FEDER). Agradecemos a CEMAC, Junta de Extremadura, Ayuntamiento de Fuentes de León y a las distintas instituciones que nos han permitido el acceso a fósiles y colecciones de referencia y también queremos agradecer a las especialistas Dra. E. Santos Ureta y Dra. M. Sanz Borrás y M. C. Ortega y equipo de investigación del centro UCM-ISCIII de Evolución y Comportamiento Humanos.

# REFERENCIAS

- Alférez, F., Molero, G., Maldonado, E. (1985). Estudio preliminar del úrsido del yacimiento del Cuaternario medio de Pinilla del Valle (Madrid). COL-PA, 40, 59- 67.
- Algaba Suárez, M., Collado Giraldo, H., Fernandez Valdés J.
   M. (2000). Cavidades en Extremadura. British Archaeological Reports, Oxford (UK), 74 pp.
- Altuna, J. (1972). Fauna de Mamíferos de los yacimientos prehistóricos de Guipúzcoa. Con catálogo de los mamíferos cuaternarios del Cantábrico y del Pirineo Occidental. Tesis doctoral, Universidad de San Sebastián (España), 464 pp.
- Arlegi, M., Rios-Garaizar, J., Rodríguez-Hidalgo, A., López-Horgue, M.A., Gómez-Olivencia, A. (2018). Koskobilo: nuevos hallazgos y revisión de las colecciones. *Munibe Antropologia-Arkeologia*, 69, 21-41.
- Arsuaga, J. L., Baquedano, E., Pérez-González, A., Sala, M. T. N., García, N., Álvarez-Lao, D., Laplana, C., Huguet, R Sevilla, P., Blain, H.-A., Quam, R., Ruiz Zapata, M. B., Sala, P., Gil García, M. J. Uzquiano, P., Pantoja, A. (2010). El yacimiento kárstico del Pleistoceno Superior de la Cueva del Camino en el Calvero de la Higuera (Pinilla del Valle, Madrid). 1<sup>a</sup> Reunión de científicos sobre cubiles de hiena (y otros grandes carnívoros) en los yacimientos arqueológicos de la Península Ibérica, 349- 368.

- Arsuaga, J. L., Martínez, I., Arnold, L. J., Aranburu, A. Gracia-Téllez, A., Sharp, W. D., Quam, R. M., Falguères, C., Pantoja-Pérez, A., Bischoff, J., Poza-Rey, E., Parés, J. M., Carretero, J. M., Demuro, M., Lorenzo, C., Sala, N., Martinón-Torres, M., García, N., Alcázar de Velasco, A., Cuenca-Bescós, G., Gómez-Olivencia, A., Moreno, D., Pablos, A., Shen, C.-C., Rodríguez, L., Ortega, A. I., García, R., Bonmatí, A., Bermúdez de Castro, J. M., Carbonell, E. (2014). "Neandertal roots: Cranial and chronological evidence from Sima de los Huesos." *Science*, 344(6190), 1358–1363.
- Barroso Ruíz, C., Botella Ortega, D., Caparrós, M., Moigne, A. M., Celiberti, V., Testu, A., Barsky, D., Notter, O., Riquelme Cantal, J. A., Rodríguez, M. P., Carretero León, M. I., Monge Gómez, G., Khatib, S., Saos, T., Gregoire, S., Bailón, S., García Solano, J. A., Cabral Mesa, A. L., Djerrab, A., George Hedley, I., Abdessadok, S., Batalla Llasat, G., Astier, N., Bertin, L., Boulbes, N., Cauche, D., Filoux, A., Hanquet, C., Milizia, C., Moutoussamy, J., Rossoni, E., Verdú Bermejo, L., Lumley, H. (2011). The Cueva del Angel (Lucena, Spain): An Acheulean hunters habitat in the South of the Iberian Peninsula. *Quaternary International*, 243, 105-126.
- Carbonell, E.; Estévez, J. Gusi, F. (1979): "Resultados preliminares de los trabajos efectuados en el yacimiento del Pleistoceno medio de "Cau d'en Borràs" (Orpesa, Castellón)". *Cuadernos de Prehistoria y Arqueología Castellonenses*, 6, 7-18.
- Cardoso, J. L. (1993). Contribuição para o conhecimento dos grandes mamíferos do plistocénico superior de Portugal. Câmara Municipal de Oeiras, Oeiras (Portugal), 557 pp.
- Carmona Ávila, R., Rodríguez Vidal, J., Riquelme Cantal, J. A., Martínez Aguirre, A. 2004. La Cueva del Grajo II (Priego de Córdoba): informe de la Intervención Arqueológica de Urgencia y primeras actuaciones realizadas en el yacimiento paleontológico pleistocénico. *Antiquitas*, 16, 5-26.
- Castellvi, M. (1972). La fauna de la cueva de "Les Toixoneres". *Pyrenae*, 8, 17-39.
- Collado Giraldo, H., Bello Rodríguez, J. R., Domínguez García, I., Nobre da Silva, L. F., Rodríguez Dorado, L., Torrado Cárdeno, J. M., Villalba de Alvarado, M., González Márquez, J., Domínguez García, A. C., García, E., Garrido Fernández, E., Capilla Nicolás, J. E., Oyola Macías, E., Giles Domínguez, M., Castaños Ceballos, C., Montero, R., Pérez Romero, R., Duque Espino, D. (2015). Orígenes: un proyecto de investigación del Monumento Natural de Cuevas de Fuentes de León. *Revista de Estudios Extremeños*, 71, 13-36.
- Daura, J., Sanz, M., Julià, R., García-Fernández, D., Fornós, J.J., Vaquero, M., Allué, E., López-García, J.M., Blain, H.A., Ortiz, J.E., Torres, T., Albert, R.M., Rodríguez-Cintas, À, Sánchez-Marco, A., Cerdeño, E., Skinner, A.R., Asmeron, Y., Polyak, V.J., Garcés, M., Arnold, L.J., Demuro, M., Pike, A.W.G., Euba, I., Rodríguez, R.F., Yagüe, A.S., Villaescusa, L., Gómez, S., Rubio, A., Pedro, M., Fullola, J.M., Zilhão, J. (2015). Cova del Rinoceront (Castelldefels, Barcelona): a terrestrial record for the Last Interglacial period (MIS 5) in the Mediterranean coast of the Iberian Peninsula. *Quaternary Science Reviews*, 114, 203-227.
- Fernández- Laso, M. C., brugal, J. P., Raposo, L. (2015). Gruta Nova da Columbeira (Bombarral, Portugal): un modelo de ocupación en cueva durante el Paleolítico Medio. Resultados del estudio del registro de macromamíferos. *Trabajos de Prehistoria*, 72, 304-326.
- Fernández Peris, J., Barciela, V., Blasco, R., Cuartero, F., Hortelano L., Sañuedo Die, P. (2014). Bolomor Cave (Tavernes de La Valldigna, Valencia, Spain). En: *Pleistocene and Holocene hunter-gatherers in Iberia and the Gibraltar Strait: the current archaeological record.* (R. Sala Ramos, Ed.) Universidad de Burgos, Burgos (España),
- García, N. (2003). Osos y otros carnívoros de la Sierra de Atapuerca.Ed. Grafinsa, Oviedo (España), 576 pp.


- García-Vázquez, A. (2015): Distribución y cronología del oso pardo (Ursus arctos L.) en la Península Ibérica durante el Pleistoceno Superior y Holoceno. *Spanish Journal of Paleontology*, 30, 161-184.
- Geraads, D. (1995). Carnívoros musterienses de la cueva de Zafarraya (Málaga). Cuaternario y Geomorfología, 9, 51-57.
- Kurtén, B. (1968). *Pleistocene mammals of Europe*. The World Naturalist. 317 pp.
- Loreille O., Orlando L., Patou-Mathis M., Philippe M., Taberlet P., Hänni C. (2001). Ancient DNA analysis reveals divergence of the cave bear, *Ursus spelaeus*, and brown bear, *Ursus arctos*, lineages. *Current Biology*, 11, 200-203.
- Martínez Sánchez, R. M., López-García, J. M., Alcalá- Ortíz, A., Blain, H. A., Rabal Garcés, R., Rodríguez Vidal, J., Martínez-Aguirre, A. (2012). Bears and Hyenas from the Latest Pleistocene of Southern Iberia: Sima de Abraham, Priego de Córdoba, Andalusia. Journal of Taphonomy, 10, 545-559.
- Moigne, A. M., Palombo, M.R., Belda, V., Heriech-Briki, D., Kacimi, S., Lacombat, F., Lumey, M. A., Moutoussamy, J., Rivals, F., Quiles, J., Testu, A. (2006). Les faunes de grands mammifères de la Caune de l'Arago (Tautavel) dans le cadre biochronologique des faunes du Pléistocène moyen italien. *L'anthropologie*, 110, 788–831.
- Ortega Martínez, M. C., Villalba de Alvarado, M., Collado Giraldo, H., Bello Rodrigo, J. R., Domínguez García, I., Nobre da Silva, L., Domínguez García, A. C; Rodríguez Dorado, L., Torrado Cárdeno, J. M., González Márquez, J., García Domínguez, E., Garrido Fernández, E. (2016). Conservation- Restoration applied to a fossil adhered to a speleothem (Middle Pleistocene) from Postes cave (Fuentes de León, Spain). *Journal of Paleontological Techniques*, 15, 68-83.
- Pérez- Ripoll, M. (1977). Los mamíferos del yacimiento musteriense de Cova Negra (Játiva, Valencia). Servicio de investigación prehistórica. Diputación Provincial de Valencia. Serie de trabajos varios Num 53, Valencia (España), 165 pp.
- Ponsonada Carreres, M., Sanchis, A., Ruíz-Sánchez, F.J. (2017). Un nuevo yacimiento del Pleistoceno, la Salema (Fageca, Alicante): Resultados preliminares del estudio de la macrofauna. Interaccions entre felins i humans. III Jornades d'arqueozoologia. Museu de Prehistòria de València, Valencia (España), 309-327.
- Quam, R. M., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Díez, C.J., Lorenzo, C., Carretero, J.MI, García, N., Ortega, A.I. (2001). Human remains from Valdegoba cave (Huermeces, Burgos, Spain). *Journal of Human Evolution*, 41, 385-435.
- R Core Team (2018) R: A Language and Environment for Statistical Computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna. https://www.R-project.org
- Rabeder, G., Pacher, M., Withalm, G. (2010). Early Pleistocene Bear Remains from Deutsch-Altenburg (Lower Austria). Mitteilungen der Kommission Für Quartärforschung der Österreichischen Akademie Der Wissenschaften, Viena, 135 pp.
- Richard, M., Falguères, C., Pons-Branchu, E., Foliot, L., Guillem, P. M., Martínez-Valle, R., Eixea, A., Villaverde, V. (2019). ESR/U-series chronology of early Neanderthal occupations at Cova Negra (Valencia, Spain). *Quaternary Geochronology*, 49, 283–290.
- Rodríguez Vidal, J., Álvarez García, G., Cáceres, L. M., Martínez Aguirre, A., Alcaraz, J. M., López Sáez, J. A.,

Riquelme, J. A., Recio, J. M., Núñez Granados, M. A., Rodrigo, J. M., Molina, J., Moreno, A. B. (2003). Registro sedimentario del cuaternario reciente en la cueva de La Sima, Sierra Norte de Sevilla. *Sociedad Española de espeleología y ciencias del karst*, 4, 80-87.

- Sanchis, A. (2015). Els grans carnívors prehistòrics. Un món de feres. Grans carnívors en la prehistòria valenciana. Museu de Prehistòria de València, Valencia (España), 66 pp
- Sarrión Montaña, I. (2010). El cáprido del yacimiento de la Cova del Molí Mató, Agres, Alacant. *Recerques del Museu d'Alcoi*, 19, 7-8.
- Sarrión Montaña, I., Fernández Peris, J. (2006). Presencia de Ursus thibetanus mediterraneus (Forsyth Major, 1873) en la Cova del Bolomor. Tavernes de la Valldigna, Valencia. Archivo de Prehistoria Levantina, XXVI, 1-14.
- Sauqué (2014) Carnivores from Los Rincones, a leopard den in the highest mountain of the Iberian range (Moncayo, Zaragoza, Spain). *Historical Biology*, 1-28.
- Stringer, C.B., Finlayson, J.C., Barton. R.N.E, Fernández-Jalvo. Y., Cáceres, I., Sabin. R.C., Rhodes, E.J., Currant, A. P., Rodríguez-Vidal, J., Giles-Pacheco, F., Riquelme-Cantall, J.A. (2008). Neanderthal exploitation of marine mammals in Gibraltar. *PNAS*, 105, 14319–14324
- Torres, T. (1988). Osos (Mammalia, Carnívora, Ursidae) del Pleistoceno de la Península Ibérica. Boletín Geológico y Minero, 316 pp.
- Torres, T., Nestares, T., Cobo, R., Ortiz, J.E., Cantero, M.A., Ortiz, J., Vidal, R., Prieto, J.O. (2001). Análisis morfológico y métrico de la dentición y metapodios del oso de Deninger (*Ursus deningeri* Von Reichenau) de la Cueva Sta. Isabel de Ranero. Aminocronología (Valle de Carranza - Bizkaia -País Vasco). *Munibe (Ciencias Naturales - Natur Zientziak)*, 51, 107-141.
- Tsoukala, E., Grandal d'Anglade, A. (2002). Systeme de mesures sur le squelette d'ursidae. En: *L'ours et l'homme. Actes du Colloque d'Auberives-en-Royans, 1997* (Tillet, T., Binford, R Ed). Etudes et recherches Archéologiques de l'Université de Liège, Liège (Francia), 265-287.
- Valdiosera, C., Gómez-Olivencia, A., Rios-Garaizar, R., Garate, D., Svensson, E. M., Ureña, I., Rodríguez, Arceredillo, D., Iriarte, E., Arsuaga, J.L. (2011). El ADN antiguo aplicado a contextos arqueopaleontológicos: el caso de la cueva de Arlanpe (Lemoa, Bizkaia). *Munibe* (*Antropologia-Arkeologia*), 62, 49-63.
- Vera, J.C., Gavilán, B., Peña. L., Cepillo, J., Marfil, C., Martínez, M. J., Rafael. J. J., Sánchez, E. (1999). Prehistoria. En: *Zuheros, un recorrido por su pasado. Historia del municipio hasta la Edad Media* (Molina Expósito, A). Ayuntamiento de Zuheros, Zuheros (España), 20-13.
- Villaluenga, A. (2011). Sima de Illobi (Aralar, Navarra) yacimiento de oso pardo (U. arctos Linnaeus, 1758). Estudio taxonómico y tafonómico. *Munibe (Antropologia-Arkeologia)*, 62, 145-174.
- Wagner, J., Cermák, S. (2012). Revision of the early Middle Pleistocene bears (Ursidae, Mammalia) of Central Europe, with special respect to possible co-occurrence of spelaoid and arctoid lineages. *Bulletin of Geosciences*, 87, 461-496.
- López Quintana, J.C., Castaños Ugarte, P., Guenaga Lizaso, A., Murelaga, X., Areso, P., Uriz, A. (2005). La cueva de Atxagakoa (Foria Bizkaia): ocupación humana y guarida de carnívoros durante el Musteriense en Ordaibai. *Illunzar*, 1, 11-24.



# LA CIUDAD ROMANA DE CARACA: RESULTADOS GEOARQUEOLÓGICOS PRELIMINARES



M.A. Perucha<sup>(1)</sup>, M.A. Rodríguez-Pascua<sup>(1)</sup>, J.F. Mediato<sup>(1)</sup>, E. Gamo Pazos<sup>(2)</sup>, J. Fernández Ortea<sup>(3)</sup>.

(1) Instituto Geológico y Minero de España. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid. ma.perucha@igme.es ma.rodriguez@igme.es jf.mediato@igme.es

(2) Museo Nacional de Arte Romano. C/ José Ramón Mélida, s/n. 06800 Mérida. <u>emiliogamo@hotmail.com</u> (3) Equipo Arqueológio Caraca. <u>javierfernandezortea@gmail.com</u>

Abstract (The Caraca roman city: preliminary geo-archaeological results): A geological monitoring was carried out during the two archaeological excavation campaigns (2017-2018) in the site located in the Cerro de la Virgen de la Muela (Roman city of Caraca (Driebes, Guadalajara)) that pursued a double objective. On the one hand, a detailed geological mapping of the Cerro de la Virgen de la Muela was realized to determine if there was any geological conditioning in the creation, development and abandonment of the city. On the other hand, structural data have been taken of the deformations existing in the excavated remains, in order to discriminate if these deformations could have been triggered by an earthquake.

Palabras clave: Caraca, ciudad romana, cuenca de Madrid, geoarqueología Key words: Caraca, Roman city, Madrid Basin, geoarchaeology

### INTRODUCCIÓN

En el año 1945, durante la construcción del canal de Estremera, fue encontrado el llamado 'tesoro de Driebes'. Esta fue la primera evidencia que apuntaba la existencia de un yacimiento arqueológico importante en el Cerro de la Virgen de la Muela, en Driebes (Guadalajara). En los años 70 y 80 del siglo XX se realizaron las primeras prospecciones en el lugar (Abascal-Palazón, 1982; Sánchez-Lafuente, 1982), señalando que se trataba de un yacimiento relevante que podía corresponder a la antigua ciudad romana de Caraca, puesto que este yacimiento se encontraba en la vía Complutum-Carthago Nova, prácticamente equidistante entre Complutum y Segóbriga.

La revisión de estos restos condujo a la realización en el año 2016 de una prospección arqueológica con objeto de evaluar el vacimiento emplazado en el Cerro Virgen de la Muela (Fig. 1) (Gamo Pazos y Fernández Ortea, 2017). La fase de prospección permitió dibujar una estratigrafía horizontal del yacimiento, discriminando tres áreas en función de los materiales arqueológicos documentados. En una segunda fase se realizó un modelo digital del terreno y una campaña de prospección geofísica mediante georradar. Los resultados de esta prospección indicaban la existencia del trazado urbano de una romana, incluidos edificios públicos ciudad relevantes como el foro, el cardo, el decumano, un posible macellum, distintas domus y unas posibles termas. La excavación realizada en 2017 ratificó la presencia de un foro, lo que demuestra que fue un núcleo urbano relevante. Se trata de la primera ciudad romana promocionada jurídicamente de la que se tiene constancia en la actual provincia de Guadalajara. Asimismo, durante la campaña de excavación de 2018 se confirmó la existencia de las termas. Los datos aportados por los materiales hallados en superficie y en las campañas de excavación realizadas, sugieren que el abandono de la ciudad podría datarse entre el final del siglo II o

inicios del III AD (Gamo Pazos y Fernández Ortea, 2017), aunque se desconoce exactamente el motivo.

Existen evidencias encontradas de bruscos abandonos en otros yacimientos romanos del valle del río Henares, como en el vacimiento de La Magdalena, cercano a la ciudad romana de Complutum. La existencia de deformaciones en las edificaciones y en el sustrato, de reconstrucciones y de abandonos en el yacimiento de La Magdalena, han evidenciado la existencia de actividad sísmica en el centro peninsular, con eventos de magnitud 5.0-6.6 Mw durante el siglo IV AD (Rodríguez-Pascua et al., 2016). Con objeto de comprobar si existen otras evidencias de actividad sísmica en esta parte de la Cuenca de Madrid en época histórica que hubiese influido en la población de la zona, se ha efectuado una toma de datos geológicos y arqueosismológicos durante las dos campañas de excavación realizadas en Caraca.

### **GEOLOGÍA DEL YACIMIENTO**

Se ha realizado una cartografía geológica y geomorfológica de detalle del yacimiento y su entorno (Fig. 1) con el fin de que pueda ayudar a discriminar si estos factores pudieron influir en algún momento en el establecimiento, asedio y desarrollo histórico de la ciudad.

El territorio de Caraca se encuentra dentro de la Cuenca del Tajo, una de las grandes unidades geológicas de la península Ibérica. Dentro de ésta, se ubica en la parte nororiental de la denominada Cuenca de Madrid. El Cerro de la Virgen de la Muela, en el que está ubicado el yacimiento arqueológico de Caraca, está constituido por materiales de edad miocena, compuestos por yesos y margas principalmente (San José, 1973). Durante el Cuaternario, estos materiales miocenos han sido modelados por procesos erosivos y deposicionales de origen fluvial y gravitacional que, finalmente, han



Fig. 1: Localización de la zona de estudio (izquierda) y mapa geológico del Cerro de la Virgen de la Muela (derecha). En éste aparece en color azul parte del entramado de calles de la ciudad obtenido de una campaña de georradar; coordenadas UTM Huso 30N ETRS 1989.

dado como resultado las formas y materiales que observamos actualmente.

Los materiales más antiguos que afloran en el Cerro de la Muela son de edad miocena (corresponden a la unidad "Margas yesíferas y yesos" del mapa geológico de la Fig. 1). Estos materiales afloran en las laderas del cerro, pudiendo observarse un espesor de la serie cercano a los 40 m. Están formados por una sucesión de margas yesíferas gris verdosas y yesos masivos grises, con algún nivel intercalado de veso selenítico con grandes cristales transparentes de hasta 10 cm (yeso espejuelo o aljez). Este nivel de cristales de yeso aparece a favor de diaclasas existentes en la unidad miocena. presenta espesores variables entre 20 y 40 cm y es un nivel resistente a la erosión que produce resaltes en el relieve. A favor de los materiales de la unidad miocena se desarrollan procesos de disolución de los yesos (karstificación), con la aparición de dolinas (como la que se observa al NO del Cerro de la Virgen de la Muela) que condicionan el desarrollo de los valles.

En el proceso de encajamiento del río Tajo durante el Cuaternario, el río ha ido dejando depósitos aluviales en niveles de terrazas a distintas alturas. Pinilla *et al.* (1995) estudiaron estos depósitos en el tramo entre Zorita de los Canes y Villamanrique de Tajo, donde observaron fenómenos de hundimiento sinsedimentario y engrosamiento del nivel de terraza situado a +60-65 m, todo ello favorecido por una actividad neotectónica actuante en el límite Pleistoceno inferior-medio. Al igual que en los estudios realizados por Giner y de Vicente (1995), durante este trabajo también se han localizado estructuras de licuefacción tanto en materiales del Pleistoceno Inferior-Medio como del Holoceno, lo que da idea de la existencia de actividad sísmica en la zona. Tapizando la superficie culminante del Cerro de la Virgen de la Muela aparecen estos materiales de origen fluvial que corresponden a la terraza del río Tajo situada a +40 m (sobre el nivel actual del cauce del río). Estos depósitos aluviales están formados por:

a) Un nivel de conglomerados (es la unidad "Conglomerado" del mapa geológico de la Fig. 1) que se apoya directamente sobre los materiales yesíferos miocenos; está formado por dos paquetes que en conjunto presenta un espesor que varía de 1 a 3 m, disminuyendo hacia el Este y aumentando hacia el Sur. Los cantos son de tamaño centimétrico y de composición cuarcítica, de sílex y de caliza. Este nivel conglomerático es resistente a la erosión, originando viseras en las laderas de los cerros, las cuales se descalzan, se fragmentan y caen por éstas, provocando la aparición de bloques métricos de conglomerados a distintas alturas (representados como "Bloques caídos" en el mapa geológico de la Fig. 1). Este nivel conglomerático aparece recubriendo una antigua dolina al Oeste del Cerro de la Muela, adaptándose a ella.

b) Un nivel de arenas finas y limos arenosos, sobre los conglomerados anteriores, de colores rosados y blanquecinos (corresponden a la unidad "Arenas" del mapa geológico). Tiene un espesor de al menos unos 2 m. Las arenas presentan estructuras de corriente, como laminaciones cruzadas de bajo ángulo y niveles de cantos en la base.

En el fondo de algunos valles aparecen unas arenas finas con yeso y cuarzo (unidad "Fondo de valle" del mapa geológico de la Fig.1), así como a la salida de algún barranco, donde presentan estructuras sedimentarias de flujo (unidad "Abanico aluvial" del mapa geológico de la Fig. 1).



Fig. 2: Plano de la superficie excavada durante la campaña de 2018 donde se representan las estructuras de deformación localizadas en esta excavación (sobre fotogrametría de E. Martín). La rosa de direcciones indica la dirección media de movimiento del sustrato en caso de que pudiesen tratarse de efectos arqueológicos de terremotos.

En la parte baja de las laderas del Cerro de la Virgen de la Muela se observan depósitos de ladera coluvionares (unidad "Coluvión" del mapa geológico), formados por arenas finas, yeso detrítico y algunos cantos dispersos. En el valle del arroyo de la Barranquera o arroyo de la Vega, estos depósitos coluvionares pasan hacia el centro del valle a depósitos aluviales-coluviales con perfil longitudinal de glacis deposicional.

Al Norte del Cerro de la Virgen de la Muela hay un cerro con morfología de media luna, que muestra evidencias de tener un origen antrópico (está representado en la cartografía geológica de la Fig. 1 como "Antrópico"). Está formado por un limo arenoso, con cantos redondeados de cuarcita y calizas, cantos y bloques de nódulos de sílex, bloques de yeso alabastrino angulosos, así como fragmentos cerámicos y de náyades.

# METODOLOGÍA: TOMA DE DATOS EN ARQUEOSISMOLOGÍA

Los estudios arqueosismológicos consisten en análisis multidisciplinares en los que se tienen que tener en cuenta aspectos fundamentales como la determinación de los procesos que pueden producir las deformaciones observadas en yacimientos o edificios, la datación de las estructuras de deformación o la documentación histórica disponible. La identificación de los daños es uno de los pasos más importante en el análisis, ya que es en esta fase en la que se deben identificar de forma adecuada los efectos susceptibles de ser asignados a un origen sísmico. En el caso de yacimientos antiguos en los que no se tenga constancia escrita de la ocurrencia de un terremoto, se deben revisar los informes de las excavaciones arqueológicas realizadas con el fin de documentar posibles efectos arqueosismológicos, o hacer el seguimiento in situ durante la excavación para registrar las estructuras de deformación, como es el caso que nos ocupa.

Para la identificación de daños se utiliza la clasificación de efectos arqueológicos de terremotos (EAEs de su acrónimo en inglés: Earthquake Archaeological Effects) propuesta por Rodríguez-Pascua et al. (2009, 2011), que diferencia entre efectos cosísmicos, que se producen como consecuencia directa del movimiento del terreno inducido por las ondas sísmicas (efectos geológicos y efectos en la fábrica de las construcciones), y efectos postsísmicos, que serían todos aquellos que muestran efectos posteriores a la ocurrencia del sismo o actuaciones de las sociedades afectadas para reparar los daños o minimizar los efectos de terremotos futuros. En esta identificación se deben tener muy en cuenta los estudios arqueológicos e históricos de la zona para, por un lado, interpretar



correctamente las estructuras, y por otro, datar adecuadamente las mismas y así poder asignarlas a un sismo concreto. Muchos de los efectos inventariados pueden tener un origen múltiple, incertidumbre que puede ser eliminada con el análisis de la cuantificación de la deformación. Para realizar el análisis de la deformación de los efectos geológicos se utilizan las técnicas clásicas de geología estructural, que nos permiten establecer los tensores de deformación que han producido los daños.

Durante la campaña de excavación realizada durante 2017 y 2018 se ha efectuado el seguimiento arqueosismológico de los restos excavados. Este seguimiento es necesario hacerlo según se realiza la excavación, ya que una parte importante de estas evidencias podrían ser destruidas incluso durante la retirada del material estéril. Antes de poder realizar cualquier interpretación es necesario recopilar todas las estructuras de deformación que pudieron afectar al yacimiento. La orientación sistemática de los esfuerzos de deformación calculados a partir de estas estructuras podría llevar a realizar una interpretación sobre el mecanismo disparador que las generó.

Durante el seguimiento de la excavación en el edificio de las termas se han identificado tres tipos de estructuras de deformación (ED) utilizando la metodología propuesta por Rodríguez-Pascua *et al* (2011) (Fig. 2):

- Fracturas y pliegues en enlosados regulares
- Fracturas penetrativas
- Muros colapsados

Se han podido identificar 4 colapsos orientados, a los que hay que sumar la caída de un bloque de sillería dentro de la cisterna. También aparecen pliegues en el enlosado de ladrillo en espiga en la entrada de la dependencia superior de la terma y una grieta en este enlosado en la pared Norte de la misma. Cabe destacar el hallazgo de trozos de *lapis specularis* en el ábside, que pudieron formar parte de la ventana que este tipo de estructuras solían tener. Esto indicaría una dirección de caída hacia el NE. Las orientaciones de las direcciones medias de movimiento del sustrato calculadas mediante análisis estructural geológico tienen una orientación media NE-SO

### CONCLUSIONES

Se ha realizado una cartografía geológica detallada del entorno del yacimiento de la ciudad romana de Caraca. Asimismo, durante el seguimiento de la excavación en el edificio de las termas de la ciudad, se han identificado tres tipos de estructuras de deformación: fracturas y pliegues en enlosados regulares; fracturas penetrativas; y muros colapsados. El análisis estructural geológico de estas estructuras indicaría una orientación media de las direcciones de movimiento del sustrato NE-SO. Dada la importante actividad neotectónica y paleosísmica cuaternaria en esta zona, es factible la ocurrencia de terremotos en época histórica que hayan quedado registrados en el yacimiento como efectos arqueológicos de terremotos (EAEs). Es necesario seguir recopilando datos durante la excavación del yacimiento de este tipo de evidencias para poder obtener conclusiones estadísticamente representativas sobre el origen de las mismas.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por los proyectos MINECO-FEDER CGL2015-67169-P (QTECSPAIN-USAL), EGEO (IGME), JCCM (Expte. 16.1448, 170734 P1 y 180358-P1), Dip. Guadalajara (Expte 18.2054-P1), Aytos. Driebes y Brea de Tajo, AAMGU y Asoc. Mujeres Brea de Tajo. También fueron miembros del equipo de excavación D. Álvarez, S. Martín, E. Martín, G. García, A. Castillo (U. C. M.), D. Méndez (Revives), H. Gimeno and A. Alvar (Centre CIL II Alcalá) and J. Vallés and M. Á. Maté (CAI-Archeometry-U.C.M.), J. Sánchez, D. Cordero, J.M. Higueras.

### REFERENCIAS

- Abascal Palazón, J.M. (1982). Vías de comunicación romanas de la Provincia de Guadalajara. Diputación Provincial de Guadalajara, Institución Provincial de Cultura "Marqués de Santillana", Guadalajara, 143 pp.
- Gamo Pazos, E., Fernández Ortea, J. (2017). Investigaciones en torno a la antigua Caraca (Cerro de la Virgen de la Muela, Driebes, Guadalajara). Prospecciones y primera campaña de excavaciones. Boletín de la Asociación de Amigos del Museo de Guadalajara, 8, 119-138.
- Giner, J.L., de Vicente, G. (1995). Crisis tectónicas recientes en el sector central de la cuenca de Madrid. En: *Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario* (T. Aleixandre Campos y A. Pérez-González Eds.), CSIC, Madrid, 125-139.
- Pinilla, L., Pérez-González, A., Sopeña, A., Parés, J.M. (1995). Fenómenos de hundimientos sinsedimentarios en los depósitos cuaternarios del río Tajo en la Cuenca de Madrid (Almoguera-Fuentidueña de Tajo). En: Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario (T. Aleixandre Campos y A. Pérez-González Eds.), CSIC, Madrid, 125-139.
- Rodríguez-Pascua M.A., Pérez-López R., Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., Garduño-Monroy, V.H., Reicherter, K. (2011). A Comprehensive Classification of Earthquake Archaeological Effects (EAE) for Archaeoseismology. Quaternary International 242: 20-30. http://:doi:10.1016/j.quaint.2011.04.044
- Rodríguez-Pascua, M.A., Silva, P.G., Perucha, M.A., Giner-Robles, J.L., Heras, C., Bastida, A.B., Carrasco, P., Roquero, E., Lario, J., Bardají, T., Pérez-López, R., Elez, J. (2016). Seismically induced liquefaction structures in La Magdalena archaeological site, the 4th century AD Roman Complutum (Madrid, Spain). Sedimentary Geology, 344, 34-46. http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.01.025
- San José, M.A. (1973). Mapa geológico y memoria de la Hoja núm. 584 (Mondéjar). Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Segunda Serie (MAGNA), Primera edición. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. 41 pp, 1 mapa.
- Sánchez-Lafuente (1982). Nuevos yacimientos romanos en la provincia de Guadalajara. *Wad-Al-Hayara*, 9, 103-115.



# NUEVAS ESTACIONES DE PINTURA RUPESTRE EN EL VALLE DEL ERIA (CASTROCONTRIGO, LEÓN)



J. Fernández-Lozano<sup>(1)</sup>, R.M. Carrasco<sup>(2)</sup>, J. Pedraza<sup>(3)</sup>, J. Celis-Sánchez<sup>(4)</sup>

(1) Dpto. Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada, Universidad de Cantabria. Avda. Los Castros s/n. 39005, Santander. flozanoj@unican.es

(2) Dpto. Ingeniería Geológica y Minera. Facultad de Ciencias Ambientales y Bioquímica. Universidad de Castilla-La Mancha. Avda. Carlos III s/n, 45071, Toledo.

(3) Dpto. Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. C/ José Antonio Nováis 12, 28040, Madrid.

(4) Diputación de León. C/ Santa Nonia 3. 24003, León.

Abstract (New rock-art shelters in the Eria River Valley (Castrocontrigo, León): Northwest Iberia represents an area of important confluence of rock art styles and techniques in which the Atlantic and the Meseta or Mediterranean influence is intertwined. The vast majority of rock art stations are located in shelters or caves and vertical panels or semi-sheltered escarpments, always at the confluence of passageways with dominant relief and an extensive view of the surrounding landscape. The province of León currently has 6 schematic art shelters, five of them in the area of El Bierzo and one in the Eria valley. This work documents the finding of two new shelters in the latter, characterised by the presence of 6 panels (5 and 1, respectively). The motifs correspond to zoomorphic (quadruped) and anthropomorphic figures, with a dominant human figure that could indicate an outstanding position within the social group.

**Palabras clave:** Pintura esquemática, post-paleolítico, abrigo rocoso, valle Eria, agroganadero **Key words**: Schematic paint, post-paleolithic, rock shelter, Eria valley, agro-livestock

### INTRODUCCIÓN

La pintura del arte rupestre esquemático se caracteriza por la simplificación y el uso de trazos lineales y sencillos, fundamentalmente monocromos, realizados digitalmente o mediante el uso de algún tipo de pincel. Entre los colores más utilizados está el rojo, obtenido mediante el uso combinado de mineral de hierro pulverizado y agua o algún tipo de aglutinante, el que adquiere una mayor relevancia. Los motivos principales responden a trazos de líneas con ángulos rectos, motivos geométricos, figuras solares, figuras humanas o de animales, que pueden no agruparse formando escenas ο 0 representaciones del ideario colectivo o de la vida cotidiana (Bacelar-Alves y Comendador-Rey, 2018).

Aunque la cronología de este tipo de arte, compuesto por pinturas y grabados, no es del todo clara, algunos autores sugieren que su origen podría ubicarse en pleno Neolítico (finales del VI-mediados del V milenio) AC pudiendo extenderse hasta el Bronce Final o la Edad del Hierro (Hernández-Pérez, 2006; Bacelar-Alves y Comendador-Rey, 2018).

La provincia de León contaba, hasta ahora, con 6 estaciones de arte rupestre (pinturas) en la cuenca del Miño-Sil y el Eria. Las primeras están representadas por los conjuntos de Pena da Torga (Villafranca del Bierzo), Peña Piñera (Vega de Espinareada, Sésamo) Librán, San Pedro Mallo y el yacimiento de Boudela das Penas (Fabero del Bierzo) (Gutiérrez-González y Avello-Álvarez, 1986; San Román-Fernández, 2006; Martinferre, 2011; Cadierno-Guerra, 2014); mientras que en el valle del Eria se encuentran dos conjuntos: el de la Peña del Pozo de Rocebros y el Cerro de Llamaluenga (Ollero-Cuesta, Rabanal-Alonso, 1985; 1999:

Cadierno-Guerra, 2014; Fernández-Lozano et al., 2017a y 2017b).

Estos paneles están compuestos por pinturas, donde las figuras humanas y los zoomorfos (cuadrúpedos) se componen de trazos sencillos y finos, y junto con los soliformes adquieren una notable relevancia en todo el conjunto. Por su temática y ubicación, situados en proximidad con los cursos de agua y en lugares elevados, que conforman los principales pasos naturales, estas estaciones de arte rupestre han sido relacionadas con la presencia en la zona de sociedades jerarquizadas, que establecen unos criterios de asentamiento siempre vinculados a un modo de vida basado en economías ganaderopastoriles, dirigidas a la búsqueda del control de los recursos naturales de su entorno inmediato (Gómez-Barrera, 2005).

En este trabajo se presenta un nuevo conjunto de pinturas esquemáticas de características similares a las mostradas arriba. Las pinturas de la Casa la Peña, formadas por 6 paneles repartidos en dos abrigos (5 y 1) se sitúan a unos 1.055 m de altura sobre un promontorio de roca cuarcítica que forma parte de la estribación meridional de la Sierra de Las Barreras (Figura 1). El fuerte control litológico y estructural impuesto por la dureza de la roca y la intensa deformación que sufre todo el macizo, condicionan su ubicación, tamaño y condiciones de conservación. El estudio preliminar que se presenta, basado en el tratamiento de imágenes, permite la identificación y descripción de los motivos, facilitando su interpretación. Todo ello contribuye a mejorar el conocimiento científico y el encuadre de este tipo de arte esquemático dentro del marco de la pintura post-paleolítica del noroeste peninsular. Además, el





Fig. 1: Localización de los distintos abrigos del valle del Eria. En rojo los nuevos hallazgos de la "Casa la Peña".

empleo de técnicas de mejora de la imagen proporciona una herramienta de gran potencial para la difusión y sensibilización social, de manera que contribuya a promover el interés social por la conservación de los restos.

### MARCO GEOLÓGICO

La zona de estudio se sitúa en el borde meridional de la sierra del Teleno, que forma parte del flanco norte de sinclinal de Truchas (Martínez-Catalán et al., 1992; Fernández-Lozano, 2012). Se trata de una serie de sierras de cuarcitas (Cuarcita Armoricana y Capas de Transición) que alternan elevaciones entre los 1.200 y los 2.188 m s. n. m. Estas sobresalen en el paisaje por la formación de grandes pliegues que configuran una serie de resaltes dispersos por todo el territorio. Estratigráficamente por debajo, y ocupando las zonas deprimidas de los valles, afloran las pizarras del Ordovícico inferior (miembro inferior de la Serie los Cabos) (Pérez-Estaun, 1978).

De forma discontinua se observan depósitos rojos cenozoicos que tapizan los bordes montañosos y sobre los que culmina, vertebrando la meseta con la sierra, una serie de piedemontes o rañas de edad Plio-Cuaternario. El cuaternario comprende restos de actividad glaciar, principalmente marcada entre los 1.600 y los 2.188 m de altitud, con restos de morrenas y circos que ocupan las vertientes de las sierras del Teleno y La Cabrera (Otero, 1982). Finalmente, el paisaje actual queda configurado por la presencia de conos de derrubios que tapizan las laderas, como resultado de una fuerte actividad periglaciar en la zona.

### METODOLOGÍA

Para el estudio de los conjuntos pictóricos se ha obtenido una serie de imágenes de alta resolución con una cámara digital SLR CanonEOS5DMarkIII de 20 megapixels y sensor CMOS (50 mm), que fueron posteriormente procesadas mediante herramientas de mejora de la imagen, empleando el algoritmo de decorrelación implementado por Harman (2008) y Fernández-Lozano et al (2017). El tratamiento de las imágenes permitió la identificación de distintas formas geométricas y trazos, así como su descripción.

### RESULTADOS

En este trabajo se han identificado dos abrigos rocosos o covachas formados a partir del fuerte diaclasado que sufre la roca cuarcita. La Casa la Peña se sitúa sobre el flanco sur de un anticlinal muy apretado y con inmersión hacia el noroeste. El primer abrigo estudiado está compuesto por cinco paneles (Figura 2).

#### Panel I

En él se representa una agrupación de posibles antropormofos formados por una serie de trazos sencillos verticales y uno horizontal, sobre el que se sitúan, al menos, dos penachos a modo de cabeza. La fuerte decoloración que sufre la roca no permite precisar con más detalle el conjunto. Este motivo se localiza en el borde izquierdo del muro frontal del fondo de la covacha. En el mismo panel se puede identificar otra forma, que podría corresponder a otra figura humana (Figura 2A).

Panel II





Fig. 2: Motivos del Abrigo I: A) Panel I; B) Panel II; C) Panel III; D) Panel IV y E) Panel V. F) panel del Abrigo II.

Está compuesto por un pectiniforme (cuadrúpedo) y tres figuras antropomorfas. Están realizadas en color rojo oscuro y con trazos finos, lo que sugiere que podría haber sido elaborado con algún tipo de pincel. El tamaño de las figuras no supera los 4-5 cm (Figura 2B). El panel se encuentra muy alterado por la presencia de óxidos de hierro que lo recubren y algunas de las figuras parecen haber sido afectadas por la descamación y rotura de la roca.

#### Panel III

Se observa un único pectiniforme (posible cuadrúpedo) en color rojo sobre fondo blanco y de unos 4 cm de tamaño (Figura 2C). Está compuesto por un trazo subhorizontal y al menos seis verticales.

#### Panel IV

Está compuesto por una serie de figuras antropomorfas. Una de ellas aparece con las piernas flexionadas y presenta una cabeza de un tamaño mayor, por lo que podría indicar una cierta relevancia dentro del grupo pintado. Se observan hasta 6 posibles figuras, pero la pintura se encuentra muy degradada por la acción de la escorrentía superficial que afecta a las paredes y los excrementos de aves que anidan en la covacha (Figura 2D).

#### Panel V

El último panel está formado por una serie de cuadrúpedos. Uno superior y al menos dos inferiores. Podría tratarse de équidos o cérvidos, todos ellos figuras femeninas. El grupo inferior estaría compuesto por una hembra y sus crías, aunque la preservación de la pintura es pobre y no permite precisar con más detalle (Figura 2E).

El abrigo II está compuesto por una única pintura. Sin embargo, por su tamaño, disposición y forma, parece tratarse de una pieza con cierta relevancia dentro de todo el conjunto representado. Se trata de una figura antropomorfa orientada mirando en la dirección del primer abrigo (Figura 2F). Su tamaño es superior al resto de motivos (10 cm) y presenta una serie de apéndices en los extremos de la cabeza a modo de posibles cuernos. Además, parece que porta en su mano izquierda un posible báculo. Todo ello parece indicar que se trata de una figura con cierta relevancia dentro del grupo esquemático dibujado.

### CONTEXTO DE LAS PINTURAS DE LA CASA LA PEÑA DENTRO DEL ARTE ESQUEMÁTICO DEL VALLE DEL ERIA



Aunque se trata de un estudio preliminar, la relevancia de este hallazgo se pone de manifiesto por la información que proporciona, de manera que complementa el conocimiento sobre el poblamiento en la zona y la representación esquemática post-paleolítica. La idealización de cuadrúpedos (équidos o cérvidos) y de figuras antropomorfas diferenciadas (Figura 2F) indicaría que se trata de escenas que simbolizan la actividad cotidiana que desarrollan los grupos humanos afincados en el valle del Eria. Esta actividad estaría dirigida a la explotación de los recursos agro-ganaderos, en la línea de otros ejemplos similares hallados en la meseta (Gómez-Barrera, 2005).

Estas representaciones simbolizan la sacralización del espacio, que marcaría la cultura e idiosincrasia de estos grupos humanos y su visión del entorno, junto con las relaciones establecidas con el medio para la explotación de los recursos naturales. Donde el paisaje juega un papel importante en la concepción de las relaciones de dependencia socioeconómica, como forma de estratificación social a través del uso del territorio y los recursos naturales que este ofrece, así como de las formas en las que las comunidades interactúan con el mundo natural y simbólico (Gómez-Barrera, 2005; Martínez-García, 2002; Celis-Sánchez, 2018).

Corresponden, por tanto, a espacios de importancia social que, mediante el empleo de códigos o esquemas ideográficos, tal vez un lenguaje plástico, procuraban un vehículo para la expresividad de su vínculo con el medio físico circundante, con los fenómenos atmosféricos, con el papel de los astros, etc.

### **CONSIDERACIONES FINALES**

Las pinturas rupestres de la "Casa la Peña", compuestas por motivos de temática diversa, quedan enmarcadas dentro del contexto de arte esquemático post-paleolítico del noroeste peninsular. Su ubicación, en un abrigo rocoso que domina el paisaje, presenta un fuerte control litológico y estructural, que condiciona la visualización de los motivos y su preservación. Por su temática y diversidad, este conjunto puede correlacionarse con el resto de pinturas del valle del Eria, ahondando en el conocimiento de los grupos humanos asentados en el valle. Estos espacios pasarían a formar parte de lugares sacralizados en relación con las economías de carácter ganadero-pastoril, que estuvieron basadas en la explotación de los recursos naturales que proporciona el entorno. Son evidencias de la estructura social del momento y su estudio contribuye a mejorar el conocimiento de las culturas post-paleolíticas en el noroeste peninsular, donde las influencias atlánticas y meseteñas han dado lugar a una serie de conjuntos figurativos de gran valor arqueológico.

### REFERENCIAS

Bacelar-Alves, L., Comendador-Rey, B. (2018). Arte esquemático pintado en el noroeste peninsular: una visión integrada transfronteriza. *Gallaecia*, 36, 11-52.

- Cadierno-Guerra, F. (20014). Las pinturas rupestres de Peña Piñera, nuevos descubrimientos. Actas de las Jornadas de Jóvenes Investigadores en el valle del Duero. Glyphos, 103-107.
- Celis-Sánchez, J. (2018). Aproximación a la Prehistoria en el Valle del Eria. En: *Prehistoria y romanización en el Valle del Eria, Sociedad y Minería Antigua* (J. Fernández-Lozano Ed.). Diputación de León. León, 47-93.
- Fernández-Lozano, J. (2012). Estudio geológico preliminar de un sector del cierre periclinal del Sinclinorio de Truchas (León): El anticlinal de Manzaneda. *Geogaceta*, 52, 17-20.
- Fernández-Lozano, J., Gutiérrez-Alonso, G., Ruiz-Tejada, M. Á., Criado-Valdés, M. (2017a). 3D digital documentation and image enhancement integration into schematic rock art analysis and preservation: The Castrocontrigo Neolithic rock art (NW Spain). *Journal of Cultural Heritage*, 26, 160-166.
- Fernández-Lozano, J., Gutiérrez-Alonso, G., Ruiz-Tejada, M. Á., Criado-Valdés, M. (2017b). 3D-portable documentation technology for analysis and preservation of schematic rock art panels. *Mapping*, 182, 38-50.
- of schematic rock art panels. *Mapping*, 182, 38-50. Gómez-Barrera, J. A. (2005): "La pintura rupestre esquemática como acción social de los grupos agroganaderos en la meseta castellano-leonesa", *Cuadernos de Arte Rupestre*, 2. 11-58.
- Gutiérrez-González, J. M., Avello-Álvarez, J. L. (1986). Las pinturas rupestres esquemáticas de Sésamo, Vega de Espinareda (León). *Centro de Investigación y Museo de Altamira. Monografías*, 12.
- Harman, J. (2008). Using decorrelation stretch to enhance rock art images. Online paper at American Rock Art Research Association Annual Meeting 2005 (online), http://www.dstretch.com/AlgorithmDescription.html (consultado: 6/1/2014).
- Hernández-Pérez, M. (2006). Artes esquemáticos en la Península Ibérica: el paradigma de la pintura esquemática. Actas del Congreso de Arte Rupestre Esquemático en la Península Ibérica, Comarca de Los Vélez, Almería (España), 13-32.
- Martínez-Catalán, J. R., Rodríguez, M. H., Alonso, P. V., Pérez-Estaún, A., Lodeiro, F. G. (1992). Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturian-Leonese and Central Iberian Zones of the Variscan fold-belt in NW Spain. *Geologische Rundschau*, 81, 545-560.
- Martínferre, C. (2015). Manuscrito de los Brujos: Pinturas rupestres de la provincia de León. Calecha Ediciones, S.L.
- Martínez-García, J. (2002). Pintura rupestre esquemática: el panel, espacio social. *Trabajos de prehistoria*, 59, 65-87.
- Ollero-Cuesta, F.J. (1985). Pintura rupestre de la peña del pozo rocebros. Inventario arqueológico de la Junta de Castilla y León. (online) http://servicios.jcyl.es/pweb/downloadDocumento.do?nu mbien=4584&numdoc=68983 (consultado: 3/10/2019).
- Otero, F. A. (1982). Observaciones sobre la morfología glaciar de la Sierra del Teleno (Montes de León). *Anales de Geografía de la Universidad Complutense*, 2, 85-98.
- Pérez-Estaun, A. (1978). Estratigrafía Y Estructura de La Rama S. de la Zona Asturoccidental-Leonesa. IGME: 149.
- Rabanal-Alonso, M.A., (1999): *La Historia de León, Prehistoria y Edad Antigua.* Tomo-I. Universidad de León, 416 pp.
- San Román-Fernández, F. (2006). Librán y San Pedro Mallo: Nuevas estaciones de Arte Rupestre Esquemático en la provincia de León. Actas del Congreso de Arte Rupestre Esquemático en la Península Ibérica, Comarca de Los Vélez, Almería (España), 5-7.



# NUEVAS PERSPECTIVAS PARA EL CONOCIMIENTO DEL ORIGEN Y EVOLUCIÓN DEL LAGO GLACIAR DE TRUCHILLAS (LEÓN), MEDIANTE LIDAR Y ECOSONDA DE BAJO COSTE



J. Fernández-Lozano<sup>(1)</sup>, R. Andrés-Bercianos<sup>(2)</sup>

(1) Dpto. Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada, Universidad de Cantabria. Avda. Los Castros s/n. 39005, Santander. flozanoj@unican.es

(2) Parque Tecnológico de León, 24009, León. rab@usal.es

Abstract (New insights into the origin and evolution of the Truchillas glacial lake (León), unveiled by LiDAR and low-cost echo-sounding): The Truchillas glacial lake, declared Natural Monument by Junta of Castile and León in 1990, represents a unique natural reserved formed during the Last Global Glacial Maximum. Although the origin of the lake is linked to the glacial ice field that covered the La Cabrera Mountains, little is known about the role of different processes involved in the development of the lake basin, such as the geomorphological and structural control. Therefore, in order to gain insight into the origin and evolution of the lake, a combined approach based on bathymetric and topographic data from echo sounding and airborne LiDAR technology has been implemented. The proposed methodology provides a cost-effective, rapid and robust method for the production of Digital Elevation Models (DEMs) in remote or difficult to access areas in mountain regions, necessary for an appropriate interpretation of the genesis and morphology of the lake.

**Palabras clave:** LiDAR, Eco sonar bajo coste, modelo digital elevaciones, lago glaciar. *Key words:* LiDAR, cost-effective echo sounding, digital elevation model, glacial lake.

### INTRODUCCIÓN

España cuenta con el mayor número de reservas naturales de todo el continente europeo. Para su preservación, los planes de protección medioambiental requieren de una importante pública permita inversión que mejorar su conocimiento y facilite la sostenibilidad y gestión de acuerdo a directivas eficaces de conservación (Gil et al., 2011).

El lago glaciar de Truchillas, situado en el límite entre León y Zamora, pasó a formar parte de este grupo de espacios protegidos gracias a su declaración en 1990 como Monumento Natural. Sin embargo, a pesar de tratarse del mayor lago glaciar y de alta montaña de la provincia de León, su estudio y caracterización geológica ha despertado un escaso interés entre la comunidad científica.

Trabajos recientes realizados en el Monumento Natural han centrado el estudio en aspectos ecológicos (Nuñez-Labra, 2017) y de la morfología glaciar del lago (Redondo-Vega et al., 2002; Fuentes-Pérez et al., 2015). Sin embargo, la ausencia de un estudio en detalle de la topografía subacuática y de la superficie de la cuenca del lago había impedido precisar su evolución.

Para poder caracterizar el lago y profundizar en su génesis, se ha realizado un estudio integrado basado en la generación de un modelo digital de elevaciones (MDE) de alta resolución a partir de la combinación de datos LiDAR y un estudio batimétrico realizado con un sistema de ecosonda de bajo coste. La metodología llevada a cabo proporciona información de interés, de forma eficaz y rápida, para la reconstrucción morfológica del lago, de manera que facilita el estudio geomorfológico y permite

establecer sus dimensiones y cuantificar su profundidad.

Los resultados obtenidos permiten mejorar el conocimiento sobre el origen del lago y obtener una caracterización del mismo, de manera que contribuya а mejorar su conocimiento ۷ conservación. Además, la metodología empleada, mediante equipos ligeros y de reducidas dimensiones, contribuye a reducir los costes de las campañas de investigación helitransportadas para el acceso a zonas montañosas remotas y de difícil acceso. De manera que la metodología y técnicas aplicadas pueden ser desarrolladas en escenarios de similares características en cualquier lugar del mundo.

### MARCO GEOLÓGICO

El Monumento Natural del lago Truchillas se ubica en el flanco sur del Sinclinal de Truchas, en la denominada Zona Centro Ibérica del Macizo Ibérico (Julivert et al., 1972).

El enclave comprende una secuencia de rocas del Ordovícico inferior y medio. La base se inicia con una secuencia de areniscas y cuarcitas de la Formación Pizarras de los Montes, que culmina con la Cuarcita Armoricana (Miembro inferior y superior de la Formación Los Cabos) (Fig. 1).

La transición al Ordovícico medio queda reflejada por la presencia de niveles más pizarrosos que culminan con las Pizarras de Luarca, un importante nivel productivo de pizarras para techar en toda la sierra de La Cabrera. Se trata de unas pizarras negras con abundantes niveles de piritas e intercalaciones de rocas volcánicas y volcanoclásticas, localmente representativas hacia el flanco sur del sinclinal.





Fig. 1: Mapa geomorfológico del Monumento Natural y ubicación del lago (estrella roja). Modificado de Matas y Rodríguez-Fernández (1978).

Sobre estas rocas, durante el Cuaternario, se desarrolló un campo de hielo que cubrió toda la sierra, profundizando en la formación de la cuenca del lago y en las morrenas fronto-laterales que lo cierran (Fig. 2). La superficie quedó finalmente tapizada por la presencia de fenómenos de ladera como deslizamientos y conos aluviales originados por el intenso periglaciarismo que sufre el valle.



Fig. 2: Imagen aérea del lago glaciar de Truchillas.

### **METODOLOGÍA**

Para la reconstrucción de la topografía del lago y su entorno se han obtenido los datos LiDAR del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea-PNOA del Instituto Geográfico Nacional con una densidad de puntos de 0,5 p/m<sup>2</sup>, con 4 retornos de disparo y una precisión altimétrica RMS (Z)= 0,2 m. Los datos fueron procesados y clasificados para la generación de una grilla de 0,5 m. Por otro lado, la batimetría se adquirió mediante una regla graduada (precisión 0,1

m) en las zonas de la orilla del lago y de una ecosonda, manejada desde una embarcación para la parte profunda del lago (representada por el 95% de la superficie total).

La ecosonda Kupet<sup>®</sup>, verificada de forma previa a la toma de datos, consta de sensor flotante montado junto con un GPS+Glonass Garmin 64s de precisión 1 m. Asimismo, la precisión de las medidas fue comprobada con la digitalización del perímetro del lago, de manera que los puntos recogidos quedaron dentro del área del mismo. En total se tomaron 328 medidas.

El mapa topográfico y el modelo digital resultante fueron obtenidos con un paso de malla de 1 m, utilizando una interpolación por el método de *binning* (valor mínimo). Los datos fueron registrados en coordenadas UTM, empleando el Sistema de Referencia ETRS89 del sistema cartográfico español.

### **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

El modelo digital del terreno obtenido proporciona una perspectiva general de la geometría y dimensiones de la cuenca del lago.

La profundidad máxima del lago es de 13,3 m a lo largo del sector norte, disminuyendo rápidamente hacia el SE y configurando una depresión alargada en esta dirección. A través de la batimetría, se ha podido identificar un escalón de más de 1 m, situado a 12 m de profundidad, en el sector más profundo. Teniendo en cuenta los valores propuestos para lagos y lagunas de alta montaña en las provincias de León y Palencia por Fuentes-Pérez et al. (2015), el lago Truchillas, a partir de este trabajo ostentaría el



máximo valor, con 13,3 m, anteriormente otorgado por estos autores al lago Ausente, con 11,8 m.

En base al modelo de profundidades, la geometría del fondo del lago parece que estuvo controlada por factores geológicos y geomorfológicos relacionados, entre otros, con la resistencia de las rocas del Paleozoico (cuarcitas), la erosión glaciar, la acumulación de depósitos de morrena (morrena fronto-lateral) y los coluviones superficiales que cubren parte de la superficie del lago.

Todo ello contribuye a explicar el cambio observado en la topografía, la cual varía de forma gradual en el borde sur del lago, a diferencia del sector norte, donde se ha identificado una ruptura abrupta de la pendiente. Las diferencias batimétricas en la geometría del lago son también notables a lo largo del perfil este-oeste. En el sector occidental, que sigue un patrón topográfico lineal, la morfología es abrupta. De hecho, al comparar la topografía a ambos lados, la morrena lateral es la que controla la geometría subacuática, dando lugar a un patrón rectilíneo. Por el contrario, en el lado occidental la batimetría es compleja, observándose un patrón irregular y un cambio abrupto en la pendiente que se interrumpe repentinamente.

El MDE también proporciona información sobre la geometría del fondo del lago y la distribución de la morfología sumergida. En particular, la identificación de un relieve abrupto en el sector occidental del lago sugiere la presencia de una estructura geológica que puede observarse siguiendo la dirección de un pliegue recostado a lo largo de la zona no sumergida (Fig. 3). Esta estructura ha sido interpretada como una falla normal alpina, responsable de la altura del anfiteatro rocoso que constituye el valle emergido. Para aclarar esta hipótesis, se comparó el mapa con la ortoimagen aérea, de manera que pudiese ayudar en la interpretación de la estructura sumergida.

La morfología observada sobre el modelo digital de alta resolución sugiere la presencia de otra estructura oblicua de desgarre a lo largo del lado oeste del anfiteatro rocoso, reconocida a partir del cambio en la curvatura de las curvas de nivel presentes en el mapa (comparar Fig. 3 A y B).

La combinación de datos LiDAR y batimétricos permitió la generación de un producto de alta resolución DEM de 1 m. Este modelo proporciona una buena representación del paisaje, de la geometría de la superficie y de la cuenca que ocupa el lago, facilitando el estudio detallado de la morfología del Monumento Natural.

Recientes estudios en los que se ha llevado a cabo el análisis de la fluctuación altitudinal de la línea de equilibrio glaciar durante el Pleistoceno en el noroeste peninsular han permitido establecer su distribución entre los 1.400-1.800 m de altitud (Hughes y Woodward, 2017). Estos valores han sido también estimados para el glaciar del lago Truchillas gracias a la presencia de depósitos de till entre los 1.460 y los 1.650 m, pudiendo haber alcanzado altitudes más bajas —aunque los restos no hayan quedado preservados— (Redondo-Vega et al., 2002).

A partir de los datos obtenidos, se ha determinado el tamaño y la forma del cuerpo de hielo que cubrió el área del lago gracias a la reconstrucción de la topografía del entorno del lago Truchillas. La identificación de 4 umbrales de circo (uno de ellos responsable de la geometría del fondo del lago) sugiere que la altura total del glaciar de Truchillas, teniendo en cuenta la cantidad de erosión causada por el efecto de arrastre/empuje de la capa de hielo, puede haber alcanzado los 283 m en la parte norte de la cuenca (ver líneas de contorno en la Figura 3B). Sin embargo, el volumen de hielo habría estado limitado por la configuración tectónica de la cuenca y la presencia de umbrales topográficos, aspecto ya argumentado en estudios previos (Redondo-Vega et al., 2002).

Como se ha podido comprobar a lo largo de este trabajo, los datos batimétricos proporcionan correcta información determinante para una interpretación geológica de los lagos de alta montaña. Trabajos similares, como los realizados por Davis et al. (2009), destacan que un buen conocimiento de la morfología del fondo de los lagos permite una correcta reconstrucción geométrica de su cuenca y proporciona información relevante para comprender la influencia de la tectónica y la sedimentología en la génesis de estos cuerpos de agua. Similares conclusiones alcanzan Zitellini et al. (2009) en escenarios tectónicos más complejos, donde la batimetría de alta resolución en alta mar, utilizando equipamientos de coste elevado, permite visualizar las estructuras que componen el límite de placas de África y Eurasia. Más allá del interés científico, los productos derivados como los modelos digitales de elevaciones tienen como objetivo mejorar la gestión administrativa y la toma de decisiones en los espacios naturales. Además, esta información fomenta la conciencia pública y proporciona un recurso que permite monitorear el impacto de actividades relacionadas con el geoturismo, promoviendo la conservación de los entornos naturales. Estos datos son una herramienta inestimable para establecer directivas de preservación, especialmente importantes para el futuro de las reservas naturales, los parques nacionales o los geoparques que, en los últimos años, han aumentado considerablemente el número de potenciales visitantes.

La metodología presentada en este trabajo, por lo tanto, puede ayudar a los investigadores y administraciones en la descripción y gestión de los recursos ambientales utilizando una tecnología rápida y robusta para el estudio y reconstrucción del paisaje natural. A la luz de estos datos, el equipamiento ligero y de bajo coste, como el empleado en este trabajo, resultan de gran interés para el estudio de lagos de alta montaña situados en zonas remotas e inaccesibles de nuestro planeta.

# CONCLUSIONES

La combinación de datos batimétricos procedentes ecosondas de bajo coste Lidar de У aerotransportado resulta ser un método robusto y rápido para la generación de modelos digitales de elevaciones precisos. Esta metodología es especialmente útil en zonas remotas de montaña, donde el acceso con equipos es limitado, como el Monumento Natural del lago de Truchillas. Este espacio natural representa un laboratorio natural para el empleo de técnicas de digitalización de la superficie terrestre, de manera que permitan la





Fig. 3: A) Mapa de profundidades del lago Truchillas. B) Modelo digital de elevaciones del Monumento Natural y principales elementos geomorfológicos que moldean la cubeta del lago.

rápida interpretación morfológica y la cartografía de zonas aéreas y sumergidas. A pesar de que la mayoría de los estudios realizados en monumentos naturales en España se centran en el análisis de elementos biológicos y geológicos, la conservación de espacios naturales requiere de un buen conocimiento de las formas del relieve, para lo que la obtención de modelos digitales se hace prioritaria. Además de su interés científico, los modelos digitales de alta resolución representan una buena fuente de información geográfica que asegura un mejor conocimiento del medio ambiente y de los impactos antrópicos que se puedan producir sobre el paisaje en áreas de alto valor sometidas al estrés ecológico causado por el turismo. Así, este tipo de estudios contribuyen a mejorar el conocimiento del espacio natural y proporcionan una herramienta útil para la elaboración de planes de sostenibilidad y conservación adecuados, contribuyendo a mejorar la gestión económica y administrativa de las reservas naturales, así como facilitando la toma de decisiones, de manera que garanticen la reducción de los riesgos e impactos derivados de los procesos naturales y/o antrópicos.

**Agradecimientos:** Los autores desean agradecer a la Junta de Castilla y León por la autorización para realizar el trabajo en la zona protegida. También al Ayuntamiento de Truchas por su colaboración durante la campaña de campo.

### REFERENCIAS

Davis, M., Matmon, A., Zilberman, E., Porat, N., Gluck, D., Enzel, Y. (2009). Bathymetry of Lake Lisan controls late Pleistocene and Holocene stream incision in response to base level fall. *Geomorphology*, 106(3-4), 352-362.

- Fuentes-Pérez, J.F., Navarro-Hevia, J., Ruiz-Legazpi, J., García-Vega, A. (2015). Inventario y caracterización morfológica de lagos y lagunas de alta montaña en las provincias de Palencia y León (España). Pirineos, 170.
- Gil A., Calado H., Costa L.T., Bentz J., Fonseca C., Lobo A., Vergilio M., Benedicto J. (2011). A methodological proposal for the development of Natura 2000 sites management plans. *Journal of Coastal Research*, 64, 1326-1330.
- Hughes P.D., Woodward J.C. (2017). Quaternary glaciation in the Mediterranean mountains: a new synthesis. *Geological Society, London, Special Publications*, 433(1): 1-23.
- Julivert M., Fontboté J.M., Ribeiro A., Nabaís-Conce L.E. (1972). Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, 1:1.000.000. IGME-Madrid, 113.
- Matas, J., Rodríguez-Fernández, L.R. (1978). Cartografía de la Hoja del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Castrocontrigo (230). 2ª serie (MAGNA). IGME.
- Núñez-Labra, G. (2017). Ecological role of macrophytes in mountain lakes and ponds and factors structuring their community composition. Doctoral Thesis. Universidad de León, León, 259 pp.
- Redondo-Vega J.M., Gómez-Villar A., González-Gutiérrez R.B., Carrera-Gómez P. (2002). *El relieve glaciar del macizo del Vizcodillo, Cabrera Alta, León.* En: El modelado de origen glaciar en las montañas leonesas (J.M. Redondo-Vega, A. Gómez-Villar, R.B. González-Gutiérrez, P. Carrera-Gómez, Eds). Universidad de León, León, 13-25.
- Zitellini, N., Gràcia, E., Matias, L., Terrinha, P., Abreu, M. A., DeAlteriis, G., Henriet, J.P., Dañobeitia, J.J., Masson, D.G., Mulder, T., Ramella, R., Somoza, L., Diez, S. (2009). The quest for the Africa–Eurasia plate boundary west of the Strait of Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters*, 280(1-4), 13-50.



# METODOLOGÍA DE ANÁLISIS, CLASIFICACIÓN Y EMPLEO DE UN SIG EN LA ELABORACIÓN DE LA LITOTECA DEL IIIPC



M. Frochoso, J.E. González Urquijo, P. Fernández Sánchez, B. González González, M.A. Barbés Miranda, V. Vicente García

Instituto Internacional de Investigaciones Prehistóricas de Cantabria, IIIPC (Universidad de Cantabria, Santander, Gobierno de Cantabria) Edificio Interfacultativo, Avda de Los Castros, nº 52, 39005. Santander. <u>m.frochoso@unican.es</u>, gonzalje@unican.es, patricia.fdezsanchez@unican.es, bgg59@alumnos.unican.es, ma-aurora.barbes@alumnos.unican.es, victor.vicenteg@alumnos.unican.es

Abstract (Analysis methodology, classification and the employment of a GIS in the elaboration of the IIIPC lithotheca): The principal objectives during the development of the lithotheca of the International Institute of Prehistoric Researches have been the creation of a reference collection about known outcrops of lithologic raws of archaeological interest, sampling, sistematic catalogation of the collected items and their integration on a public Geographic Information System for their use on research and public through diverse layers of information, data bases and widgets offered by this lithotheca. At the same time, different levels of geological, geographic, chronological and location information of dated archaeological sites have been integrated, allowing a wide variety of analysis.

Palabras clave: litoteca, SIG, región cantábrica, arqueología Key words: lithotheca, GIS, cantabrian region, archaeology

### INTRODUCCIÓN

La progresiva incorporación de elementos líticos utilizados en la prehistoria en acopios del Instituto Internacional de Investigaciones Prehistóricas de Cantabria (IIIPC) nos llevó a plantear su organización y clasificación con el fin de que pudiera servir como colección de referencia y herramienta a emplear en futuras investigaciones desde un punto de vista comparativo de los materiales, además de que su localización precisa permitirá analizar la posible relación entre los afloramientos geológicos y las industrias líticas que se encuentran en los yacimientos arqueológicos de la región cantábrica.

### ANTECEDENTES

La primera aproximación para la creación de la litoteca se realizó a través del análisis de otras litotecas en distintos lugares como: LitoCAT (Cataluña), Lithotheca (Hungría), litoteca arqueológia UGR (Granada), litoteca regional de La Charente (Francia), Red Temática (Cataluña), Litoteca de La Habana (Cuba).

En segundo lugar, se analizaron otros trabajos sobre aprovisionamiento de materias primas líticas con el fin de recopilar la mayor cantidad de información sobre afloramientos de interés arqueológico conocidos, a través de distintas tesis doctorales (Risetto, 2009), (Tarriño, 2001), (Terradas, 1997), (Elorrieta, 2015), (Manzano, 2001).

Esta información se complementó con un trabajo de investigación a partir de diversas publicaciones sobre determinados tipos de materias primas especificas (Tarriño et al., 2013); (Tarriño, 2016); (Fuertes-

Prieto, et al., 2014); (Ortega et al., 2016); (Fontes et al., 2016); (Mangado, 1998, 2003, 2006); (Terradas, 1995); (Carrión et al., 2008); (Sánchez et al., 2016), micropaleontología (Molina, 2004), estudios geológicos y geotectónicos (García, 2013), y los



Fig. 1: Clasificación y distribución de las muestras de la litoteca.

datos aportados por el IGME (MAGNA50, en las series de Asturias, Cantabria y País Vasco, así como la series para Cantabria 25k, elaborada por el IGME para el Gobierno Regional de Cantabria, y para el País Vasco, la elaborada por el Instituto Vasco de Energía -EVE).

### METODOLOGÍA





Fig. 2: Visor SIG con todas las capas activadas.

La primera labor desarrollada fue la reunión y recopilación del material lítico que se encontraba en el Instituto a partir de su uso en investigaciones de diferentes orígenes (tesis doctorales, excavaciones, donaciones...). Con el fin de homogeneizar la información de cada una de las muestras y colecciones recogidas se elaboraron una serie de fichas donde se anotaban las cualidades de cada una de las muestras se amplió, en la medida de lo posible, con análisis complementarios tales como la realización de fotografías, análisis macroscópicos (tamaño, color, textura, córtex, inclusiones, fisuras, etc.) y microscópicos (láminas delgadas).

El siguiente paso fue el diseño de un Sistema de Información Geográfica (SIG) en el que se recogían las muestras y sus cualidades, los lugares de procedencia y los probables afloramientos rocosos en los que se incluyen materiales líticos de interés arqueológico.

Por último, se han añadido los yacimientos arqueológicos de la región cantábrica y sus respectivas dataciones.

### RESULTADOS

La puesta en marcha de las distintas metodologías descritas nos ha llevado a recopilar un total de 657 muestras líticas, que han sido convenientemente clasificadas y archivadas (Fig. 1). Son muestras que proceden de diferentes donaciones y de recogidas sistemáticas durante el trabajo de campo desarrollado por los miembros del Instituto.

Hemos definido tres áreas de afloramientos potenciales de material lítico. Un área de sílex, otra de ofitas y, por último, un área que agrupa areniscas, lutitas, limolitas y ocres. La definición de estos



Fig. 3: Leyenda de capas en el SIG.

afloramientos se ha realizado a partir de la información contenida en la cartografía geológica (MAGNA50, Cantabria 25k, Gobierno Vasco y SITPA), cuyas unidades litológicas han sido la primera aproximación hacia las áreas de probables elementos líticos de interés y que progresivamente habrá que ir acotando hasta generar espacios más restringidos.

Esta información ha sido contrastada a su vez con la bibliografía existente (tesis doctorales y publicaciones).

La construcción de una herramienta de visualización y análisis espacial es una de las principales aportaciones actuales de la litoteca. Es un visor



construido con de las herramientas de software diseñadas por ESRI™ (Environmental Systems Research Institute). Su utilización permite establecer vínculos entre las diferentes capas registradas en el SIG y permite usar las herramientas propias (widgets) que facilitan análisis y relaciones espaciales específicas (Figs. 2 y 3).

### CONCLUSIONES

El SIG empleado en la elaboración de esta litoteca permite abordar y ampliar las investigaciones desde cuatro ópticas diferentes: **la primera**, un conjunto de amplias áreas potenciales de aprovisionamiento de materias primas líticas, que permiten continuar los estudios, intensificar las prospecciones (herramienta de conversión de coordenadas), ampliar la litoteca y proporcionar una herramienta útil de consulta para otros investigadores.

La segunda, una capa de afloramientos reconocidos y contrastados que permiten conocer, con los datos existentes, afloramientos concretos de diversas materias primas líticas. Mediante las distintas herramientas es posible medir distancias (en línea, círculo, elipse o anillos) desde un punto concreto a uno o varios afloramientos potenciales o ya definidos. La existencia de bases de datos paralelas con toda la información contenida permite la búsqueda combinada de varios parámetros que pueden resultar interesantes para acotar investigaciones concretas.

La tercera, una capa de muestras en la que se localizan y catalogan las materias primas líticas registrándose sus cualidades intrínsecas. Estos materiales constituyen la colección comparativa de referencia que permitirá contrastar los elementos líticos entre sí.

La cuarta, una capa de yacimientos arqueológicos que permite ponerlos en relación con su entorno, al combinar su información con las capas anteriores de afloramientos y muestras. Las bases de datos asociadas permiten realizar búsquedas por etapas cronológicas generales (paleolítico, neolítico, etc.) o por fechas concretas, ya que en ellas se incluyen las dataciones disponibles para cada uno de los yacimientos.

Finalmente, el visor que se ha diseñado permitirá un uso amplio de estas informaciones georreferenciadas apoyando a los investigadores e instituciones en sus trabajos dedicados a la prehistoria.

Este SIG en permanente ampliación pretende convertirse en una herramienta indispensable para el conocimiento de las áreas de aprovisionamiento de materias primas líticas en la cornisa Cantábrica y sus áreas de utilización.

**Agradecimientos:** Queremos mostrar nuestro agradecimiento a todos aquellos que han realizado donaciones de los diversos materiales que

constituyen la base de la litoteca, especialmente a John Rissetto, y con aportaciones más puntuales a Ana María Ortega, Manuel Frochoso, Francisco Javier Rodríguez, César González. A Hernán Fernández y Jorge Vallejo por acompañarnos y fotografiar las prospecciones y a todos aquellos que hemos consultado y nos han ayudado en este proceso: Pedro Sarabia, Miguel Ángel Sánchez, Ignacio Castañedo y Antonio de la Puente.

### REFERENCIAS

- Aguirre Guillot, G.; De la Nuez Colon, D. (2013). Litoteca: patrimonio geológico, catalogación y almacenamiento de un recurso museable. V convención cubana de ciencias de la tierra, geociencias '2013. La Habana.
- Biro, K. T.; Dobosi, V. T. (1991). Lithotheca Comparative Raw Material Collection of the Hungarian National Museum. Budapest, pp. 275
- Biro, K. T.; Dobosi, V. T.; Schleder, Z. (2000). Lithotheca II. Comparative Raw Material Collection of the Hungarian National Museum 1990-1997. Budapest, pp. 338
- Carrión Santafé, E.; Baena Preysler, J.; Conde Ruiz,
- C.; Cuarteto Monteagudo, F.; Roca, M. (2008). Variabilidad tecnológica en el musteriense de Cantabria. *Treballs d'Arqueologia*, №14, pp 279-318
  Elorrieta Baigorri, I. (2015). Aprovisionamiento y
- Elorrieta Baigorri, I. (2015). Aprovisionamiento y disponibilidad de las materias primas silíceas en el pirineo occidental durante el paleolítico superior. Tesis doctoral dirigida por Ana Cava Almuzara y Antonio Tarriño Vinagre. Vitoria-Gasteiz.
- Fontes, L. M.; Straus, L. G., González Morales, M. R. (2016). Lithic raw material conveyance and hunterhatherer mobility during the Lower Magdalenian in Cantabria, Spain. *Quaternary International*, Nº412, pp. 66-81.
- Fuertes Prieto, M. N.; Neira-Campos, A.; Fernandez-Martínez, E.; Gómez-Fernández, F.; Alonso-Herrero, E. (2014). "Mucientes Chert" in the Northern Iberian Plateau (Spain). Journal of Lithic Studies, vol. 1, №1, pp. 117-135.
- García Herrera, G. (2013). Estudio geológico-geotécnico del subsuelo urbano de la ciudad de Santander. Trabajo de fin de master dirigido por Carlos López Fernández. Universidad de Oviedo.
- Mangado Llach, X. (1998). La arqueopetrología del sílex. Estudio de caracterización de materiales silíceos. Un caso práctico, el nivel II de la Cova del Parco (Alòs de Balaguer, La Noguera). *Pyrenae*, 29, pp 47-68.
- Mangado Llach, X. (2003). El aprovisionamiento de recursos minerales durante el paleolítico y el neolítico de Europa. *Primer Simposio sobre la Minería y la Metalurgia Antigua en el SW Europeo. Serós 2000,* 1.0, pp. 7-36.
- Mangado Llach, X. (2006). El aprovisionamiento en materias primas líticas: hacia una caracterización paleocultural de los comportamientos paleoeconómicos. *Trabajos de prehistoria*, 63, Nº2, pp 79-91.
- Manzano Espinosa, I. (2001). Modelos de captación de materias primas líticas durante el paleolítico medio en la comarca de Liebana (Cantabria): el yacimiento de la cueva del Esquilleu. Memoria de licenciatura. Facultad de Filosofía y Letras. Departamento de prehistoria y arqueología, pp. 286.

Molina, E. (2004). Micropaleontología. Prensas de la

- Universidad de Zaragoza, pp 13-34.
- Ortega, D.; Roque, T.; Terradas, X. (2016). Disponibilidad de rocas silíceas en el noreste peninsular: resultados del proyecto LitoCAT. *Cuadernos de Prehistoria y Arqueología de la Universidad de Granada*, №26, pp 245-282.
- Ortega Perena, A. J. (2010). Proyecto de creación de la litoteca arqueológica del departamento de prehistoria y



arqueología de la Universidad de Granada. Estract Crític, N $^{0}$ 5, vol. 2, pp. 124-130.

- Rey I Sole, M. (2011). Aproximación al estudio arqueopetrológico de la litoteca de la cuenca de la Charente (Francia). Trabajo de Fin de Master dirigido por Mangado Llach, X. y Rosell Ortiz, L. Departament de Prehistòria, Història Antiga i Arqueologia. Facultat de Geografia i Història. Universitat de Barcelona, pp. 161.
- Rissetto, J. (2009). Late Pleistocene Hunter-Gatherer Mobility Patterns and Lithic Exploitation In Eastern Cantabria (Spain). University of New Mexico.
- Sanchez, A.; Domínguez-Ballestero. E.; Garcia-Rojas, M.; Prieto, A.; Calvo, A.; Ordono, J. (2016). Patrones de aprovisionamiento de sílex de las comunidades superopaleolíticas del Pirineo occidental: el "coste" como medida de análisis a partir de los SIG. *Munibe; Antropologia-Arkeologia*, №67, pp. 235-252.
- Tarriño Vinagre, A. (2001). El silex en la cuenca vasco cantábrica y pirineo navarro: caracterización y su aprovechamiento en la prehistoria. Tesis doctoral dirigida por Ignacio Barandiarán Maestu (dir. tes.), Iñaki Yusta Arnal (codir. tes.). Universidad del País Vasco - Euskal Herriko Unibertsitatea.
- Tarriño Vinagre, A.; Muñoz-Fernández, E.; Elorrieta Baigorri, I.; Normand, C.; Rasines del Rio, P.; Garcia-Rojas, M.; Perez-Bartolomé, M. (2016). El sílex en la cuenca vasco-cantábrica y el pirineo occidental: materia prima lítica en la prehistoria. *Cuadernos de Prehistoria y Arqueología de la Universidad de Granada,* 26, pp. 191-228.
- Tarriño Vinagre, A.; Duarte Matias, E.; Santamaria alvarez, D. S.; Martinez Fernandez, L.; Fernandez de la Vega Medina, J.; Suarez Ferruelo, P.; Rodriguez Otero, V.;

Forcelledo Arena, E.; De la Rasilla Vives, M. (2013). El Sílex de Piloña: caracterización de una nueva fuente de materia prima lítica en la Prehistoria de Asturias. En M. de la Rasilla Vives. (coord.), F. J. Fortea Pérez (hom.): *F. Javier Fortea Pérez: Universitatis Ovetensis Magister. Estudios en homenaje.* pp. 115-132.

- Terradas Batlle, X. (1995). Las estrategias de gestión de los recursos líticos del Prepirineo catalán en el IX milenio BP: El asentamiento prehistórico de la Font del Ros (Berga, Barcelona). *Treballs d'Arqueología*, 3. Bellaterra.
- Terradas Batlle, X. (1997). La gestió dels recursos minerals entre les comunitats caçacores-recol.lectores. Vers una representació de les estratègies de proveïment de matèries primeres. Tesis doctoral dirigidia por Vila i Mitjà, A. Universitat Autònoma de Barcelona, pp. 13-30.
- Terradas Batlle, X.; Álvarez, A.; Bartoli, R.; Borrell, F.; Clop, X.; Fullola, J. M.; García- Anton, M. D.; Gibaja, J. F.; Gomez, B.; Gregoire, S.; Mangado, X.; Maroto, J.; Marztluff, M.; Molist, M.; Ortega, D.; Palomo, A.; Sala, R.; Soler, N.; Vila, A. (2006) Red temática "Estudio de la disponibilidad de rocas silíceas para la producción de instrumental lítico en la Prehistoria". En G. M. Férnandez, A. Morgado Rodríguez, J. A. Alfonso Marrero (coords.): Sociedades prehistóricas, recursos abióticos y territorio, pp. 63-72.
- Terradas Batlle, X.; Ortega, D.; Boix, J. (2012) El projecte LitoCAT. Creacó d'una litoteca de referencia de roques silícies de Catalunya. Tribuna d'arqueologia 2010-2011. Servei d'Arqueologia i Paleontologia. Direcció General del Patrimoni Cultural, pp 131-150.



# EL ORIGEN DE LA COLORACIÓN ROJA DE LOS ESPELEOTEMAS DE LA CUEVA DE GOIKOETXE (BUSTURIA, BIZKAIA): UN INDICADOR DE CAMBIOS PALEOCLIMÁTICOS



V. Martínez-Pillado <sup>(1,2)</sup>, I. Yusta <sup>(1)</sup>, E. Iriarte <sup>(3)</sup>, A. Aranburu <sup>(1)</sup>, J.L. Arsuaga <sup>(2,4)</sup>

(1) Departamento de Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco UPV/EHU, 48940 Leioa, Bizkaia. <u>vmpillado@gmail.com</u>

(2) Centro Mixto de Evolución y Comportamiento Humanos UCM-ISCIII. Avda. Monforte de Lemos 5, Pabellón 14, 28029 Madrid.
 (3) Laboratorio de Evolución Humana, Dpto. de Historia, Geografía y Comunicación, Universidad de Burgos. Plaza Misael

Bañuelos s/n, Edificio de I+D+i. 09001-Burgos. eiriarte@ubu.es

(4) Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. Ciudad Universitaria, 28040 Madrid.

Abstract (The origin of red speleothems in Goikoetxe Cave: A proxy for paleoclimatic studies): The most commonly used paleoclimatic proxies in speleothem studies are the carbon and oxygen stable isotopes and the trace elements of calcite. However, assessing the incorporation of other components, such as organic matter, may also be of interest in interpreting and reconstructing the climate during the growth of speleothems. In this work, the incorporation of humic and fulvic acids derived from overlying soils is proposed as the cause of the red coloration of speleothems from the Goikoetxe Cave (Busturia, Bizkaia). Through the application of petrological studies combined with X-ray fluorescence, UV luminescence, Raman spectroscopy and Fourier-transform infrared spectroscopy (FTIR) analysis, it has been possible to observe the correlation between the variable organic activity of soils and the precipitation rate in the region.

**Palabras clave:** Espeleotema, Materia orgánica, espectroscopía, fluorescencia. *Key words*: Speleothem, Organic matter, spectroscopy, fluorescence.

### INTRODUCCIÓN

Los espeleotemas constituyen uno de los principales registros para establecer secuencias paleoclimáticas y paleoambientales durante el Cuaternario, ya que su formación puede estar relacionada con distintas variables climáticas que sufren cambios a lo largo del tiempo. Para su estudio, los indicadores más comúnmente utilizados son los isótopos estables del carbono y del oxígeno, y la incorporación de elementos traza en la estructura del carbonato. Sin embargo, estudiar la incorporación de otros componentes, como la materia orgánica, también puede ser de interés para interpretar y reconstruir el clima.

En este trabajo se analiza la causa de la coloración roja que caracteriza a parte de los espeleotemas formados en la Cueva de Goikoetxe (Busturia, Bizkaia), y se correlaciona con las características petrológicas que presentan dichas estalagmitas, infiriéndose información sobre las condiciones climáticas durante su formación.

### LOCALIZACIÓN

La cueva de Goikoetxe, también denominada "Sistema Malloku", se localiza dentro del karst de Peña Forua, en el municipio de Busturia (Bizkaia), dentro de la Reserva de la Biosfera de Urdaibai (Fig. 1A). La entrada principal al sistema es una grieta llamada Goikoetxe Korta, ubicada en el interior del establo del caserío Goikoetxe (de donde toma su nombre la cueva), a una distancia de unos 6,5 km de la desembocadura del río Oka.

El karst de Peña Forua se localiza en el flanco norte del anticlinal diapírico de Gernika (Morales-Juberías

y Fernández de Valderrama, 2010) y presenta una red principal de galerías a lo largo de 3.400 m de recorrido con orientación N-S (Fig. 1B). Comprende tres niveles subhorizontales de marcado origen freático que presentan cambios bruscos en la dirección de las galerías debido al intenso control estructural.



Fig. 1: A) Localización del karst de Peña Forua (estrella roja) dentro de la provincia de Bizkaia. B) Planta del Sistema Malloku y localización de la cavidad estudiada (Modificado de Aranzabal y Maeztu, 2011).

La Sala Roja, ubicada en el piso intermedio, presenta una secuencia de relleno mixta formada por gravas y arenas de origen fluvial (Edeso et al., 2011) principalmente a la base, y precipitados químicos de calcita (coladas de tipo *flowstone*, estalagmitas y estalactitas) en la parte superior.

La característica más distintiva de los espeleotemas de la Sala Roja de Goikoetxe es la coexistencia de abundantes formaciones coloreadas, desde color



miel a rojo (Fig. 2) con algunas estalagmitas blancas o incluso delgadas estalactitas tubulares incoloras. En base a criterios aloestratigráficos se han determinado dos fases de crecimiento de espeleotemas de goteo en esta cavidad (Aranburu et al., 2015). Ambas generaciones contienen estalagmitas rojas, indicando que la coloración de estos espeleotemas ha sido un proceso continuado a lo largo de los años y no puntual.



Fig. 2: Vista general de la Sala Roja, donde abundan las formaciones de espeleotemas de coloración rojiza. Fotografía del Grupo Espeleológico ADES.

### **METODOLOGÍA**

Para determinar el tipo de crecimiento de los espeleotemas muestreados, se realizaron estudios petrológicos detallados de su fábrica cristalina. A partir de la sección longitudinal obtenida tras el corte y pulido de las estalagmitas, se realizaron láminas delgadas a lo largo del eje de precipitación en los laboratorios SGIker de la UPV/EHU. El estudio petrológico se realizó utilizando microscopios petrográficos de luz transmitida Olympus BH2 con un sistema fotográfico digital Olympus DP10 acoplado.

Con el fin de identificar la causa de la característica coloración rojiza de las estalagmitas de la cueva Goikoetxe, se han realizado análisis de fluorescencia de rayos X por dispersión de longitud de onda (WD-XRF) con un espectrómetro PANalytical Axios Advanced PW4400 con (con tubo de Rh SST-mAX, a 4 kW) en los laboratorios de SGIker (UPV/EHU). Dado que en la Sala Roja de la Cueva de Goikoetxe existen variaciones en la coloración de espeleotemas asociadas a la misma fase de precipitación, se han seleccionado 6 muestras de diferentes colores procedentes de 4 estalagmitas de las dos generaciones de espeleotemas que existen (Moreno, Antuá, Gorri y Zuri, Fig. 3) y 2 estalactitas tubulares, así como otra estalagmita rojiza de la cueva "Familiakoa", situada a unos 300 m al N de Goikoetxe. El objetivo ha sido evaluar las diferencias en la concentración de elementos traza que puedan influir en estas variaciones cromáticas.

Para poder identificar posibles zonaciones, así como la presencia de materia orgánica y otras impurezas en el interior de las estalagmitas, se realizaron análisis de fluorescencia con luz ultravioleta (UV) mediante un XRF-*Core Scanner* Avaatech en el laboratorio CORELAB de la Universidad de Barcelona, irradiando con una fuente de luz UV de

380 nm las estalagmitas *Moreno* y *Antuá*. Se obtuvieron sendas fotografías de alta resolución para identificar el posible contenido de sustancias fluorescentes (materia orgánica). La resolución de las fotografías fue de 0,4 mm por píxel, realizándose con una apertura focal de 2,8 y un tiempo de exposición de 0,04 s.

Con el fin de identificar las sustancias orgánicas responsables de esta tinción se realizaron análisis mediante espectroscopía Raman y de Infrarrojos por transformada de Fourier (FTIR) sobre la estalagmita *Moreno*, al ser la de coloración y fluorescencia más intensa. Los análisis se realizaron con un microscopio Raman confocal DXR Thermo Fisher utilizando un láser de 780 nm, y un espectrómetro FTIR Nicolet 6700 Thermo Fisher en los laboratorios de Arqueometría del CENIEH. Los resultados para ambas analíticas se trataron con el software Omnic.



Fig. 3: Estalagmitas estudiadas de la Sala Roja para determinar los factores que influyen en su diferente coloración.

### RESULTADOS

Las estalagmitas estudiadas presentan morfologías prácticamente cilíndricas con un único punto de goteo. El exterior de las estalagmitas se caracteriza por presentar una superficie totalmente lisa y de textura suave, sin rasgos de corrosión o alteraciones significativas. Petrológicamente se componen de grandes cristales que forman una fábrica columnar a lo largo de todo su desarrollo. En la mayoría de los cristales puede observarse la exfoliación romboédrica típica de los cristales de calcita, pero en ningún caso se observa presencia de micrita ni partículas detríticas, así como tampoco rasgos de diagénesis.

La presencia de abundantes partículas de óxidos de hierro en la secuencia detrítica, así como en la formación geológica de cabecera del karst de Goikoetxe, induce a asignar al hierro como el principal agente responsable de la coloración rojiza de las estalagmitas de la cueva. Tras el análisis petrográfico se comprobó la ausencia de fracción detrítica en las estalagmitas, por lo que se realizaron



análisis por XRF para testar la presencia de hierro en la red cristalina del carbonato. Los resultados indican que todos los espeleotemas son muy puros, compuestos casi exclusivamente por CaCO<sub>3</sub>, y no se observan diferencias significativas en la composición geoquímica entre las estalagmitas blancas/incoloras y las de color rojo o miel (Tabla 1).

Tabla 1: Análisis elemental por XRF de distintas muestras de espeleotemas de la Sala Roja de Goikoetxe. Los datos están expresados en ppm, CaO en % wt.

Muestra	Color	CaO	Ti	Р	Fe	Sr
Zuri	blanca	56,1	46	36	406	32
Tub.1	incolora	56,4	11	72	357	12
Tub.2	miel	56,05	33	64	385	10
Moreno	roja	56,08	26	11	357	36
Moreno	roja	56,43	19	12	357	37
Antuá	rojiza	56	7	20	392	28
Antuá	rojiza	56,48	36	17	364	22
Gorri	rojiza	55,25	2	15	357	46

El rango de variación en Fe de las estalagmitas coloreadas (357 a 420 ppm) coincide con el de las incoloras (357 a 406 ppm), y tampoco se observan diferencias en otros elementos cromóforos que puedan ser los causantes de la coloración diferencial.

Tras descartar la presencia de hierro u otras sustancias inorgánicas como principales causantes de la coloración rojiza, se evaluó el que la misma tuviese relación con la respuesta de la calcita a la luz UV. A partir de la irradiación con luz UV sobre las estalagmitas Moreno y Antuá se observó una alta respuesta fluorescente. Esta señal puede relacionarse con la presencia de ciertos activadores, como pueden ser los componentes orgánicos (van Beynen et al., 2001; Perrette et al., 2005) dentro de la calcita del espeleotema. En el caso de Moreno, además, llega a ser distinguible una clara alternancia en los patrones de intensidad (Fig. 4).



Fig. 4: Imagen obtenida bajo irradiación con luz UV de la estalagmita Moreno.

Para confirmarlo, se emplearon las técnicas de análisis de espectroscopía Raman y FTIR en busca de compuestos orgánicos en esta estalagmita. El espectro obtenido mediante microscopía Raman (Fig. 5A) muestra una curva indicativa de una alta fluorescencia por parte de la muestra, enmascarando sensiblemente la identificación de posibles bandas características. Esta alta respuesta de fluorescencia podría respaldar la presencia de materia orgánica detectada bajo luz UV en esta estalagmita. En el espectro pueden intuirse los picos característicos en torno a los 1500-1600 cm<sup>-1</sup> y 1300-1400 cm<sup>-1</sup> de las

bandas D y G del enlace C-C respectivamente (Gázquez et al., 2012). Estas señales han sido identificadas previamente por Yang y Wang (1997) en grafito y carbones y también en ácidos húmicos en aguas naturales, que podría apoyar la presencia de materia orgánica en la estalagmita analizada. Estas bandas son mucho más distinguibles con la zona ampliada y la línea de base corregida (Fig. 5B).



Fig. 5: A) Espectros obtenidos mediante espectroscopía Raman. Las gráficas verdes corresponden a dos medidas de la estalagmita Moreno. La gráfica roja es una muestra de calcita pura usada en el laboratorio como calibración. B) Corrección de la línea de base y ampliación de la zona de interés para la muestra de la estalagmita Moreno.



Fig. 6: Espectros obtenidos mediante FTIR. Las gráficas morada y verde corresponden a dos medidas de la estalagmita Moreno. La gráfica roja es un espectro de calcita pura.

Los espectros obtenidos mediante FTIR también muestran picos característicos de la presencia de compuestos orgánicos (Fig. 6). Aparecen señales indicativas de compuestos alifáticos hacia los 2800-2900 cm<sup>-1</sup> y, en torno a los 1500-1600 cm<sup>-1</sup>, se observa la banda del enlace C=C y de H ligado a enlaces C=O, típicos de compuestos aromáticos (Gázquez et al., 2012). En 1300-1400 cm<sup>-1</sup> aparecen los picos representativos del grupo funcional COO-, indicativo de la presencia de ácidos húmicos y fúlvicos (Anderson et al., 2004; Gázquez et al., 2012).



## DISCUSIÓN

De la homogeneidad observada en la fábrica cristalina de las estalagmitas se deducen unas tasas de crecimiento y una saturación en carbonato relativamente constantes durante su formación. La fábrica columnar, además, es indicativa de unas condiciones de alta humedad y un goteo constante.

Tras los análisis de XRF se ha descartado que la causa de la coloración rojiza de los espeleotemas de la Sala Roja de la Cueva de Goikoetxe, esté vinculada a variaciones en la composición de elementos traza en la calcita.

La imagen obtenida bajo luz UV de las estalagmitas Moreno y Antuá muestran una alta respuesta relacionada fluorescente. con una elevada concentración de materia orgánica (p. ej: van Beynen et al., 2001; Perrette et al., 2005). En el caso de Moreno (Fig. 4) puede apreciarse, además, un bandeado bien definido por la diferente intensidad de la fluorescencia del carbonato frente a la luminiscencia UV. Según los autores arriba citados, esto se debe a la variación en la incorporación de las sales cálcicas procedentes de estos ácidos en el interior de los cristales.

Los resultados obtenidos en los análisis de Raman y FTIR, corroboran la presencia de ácidos húmicos y fúlvicos derivados de los suelos supravacentes. Por tanto, cabe correlacionar el color rojo de la estalagmita Moreno (y por extrapolación al resto de espeleotemas rojizos y ambarinos de la cueva de Goikoetxe), con la incorporación de estos ácidos orgánicos en su estructura, y no con la presencia de partículas detríticas ni elementos traza cromóforos como el hierro. Esto coincidiría con lo expuesto por algunos autores (Gascoyne, 1977; van Beynen et al., 2001; Verheyden, 2004), que demuestran que, además de ciertos elementos inorgánicos, existen otras sustancias como los ácidos orgánicos capaces de colorear intensamente los espeleotemas, tal y como se ha observado también en la cueva de El Soplao, en Cantabria (Gázquez et al., 2012).

### CONCLUSIONES

La coloración rojiza que caracteriza la gran mayoría de los espeleotemas de la Sala Roja de Goikoetxe parece estar ligada a una alta presencia de ácidos húmicos y fúlvicos en la estructura cristalina de la calcita, procedentes de la actividad orgánica en los suelos suprayacentes y la degradación de una espesa y bien desarrollada cobertura vegetal sobre la cavidad.

La uniformidad en el crecimiento de los cristales de las estalagmitas estudiadas, creando una fábrica columnar, indica una alta y constante tasa de precipitación, que favorecería la actividad orgánica en los suelos (cobertura vegetal) y la infiltración de materia orgánica.

Observado bajo luz UV, el registro de la estalagmita *Moreno* muestra durante todo su crecimiento una alta tasa de humedad general en el entorno de Goikoetxe por lo que no se da variación alguna en la fábrica cristalina ni en la morfología del espeleotema.

Sin embargo, la variación cíclica de otra variable ambiental hace que cambie la cantidad de materia orgánica incluida en el agua de infiltración, seguramente en relación con distintas tasas de actividad y disponibilidad orgánica en los suelos suprayacentes. Averiguar las causas de esta variabilidad en la disponibilidad y actividad orgánica en lo suelos es el tema de investigación al que cabe enfrentarse ahora.

**Agradecimientos:** Este estudio ha sido posible gracias a una ayuda predoctoral de la Fundación Atapuerca, disfrutada por Martínez-Pillado. Los análisis se han realizado en el marco de los proyectos CGL2012-38434-C03-01 y CGL2015-65387-C3-2-P. Los autores quieren agradecer al grupo espeleológico ADES toda la ayuda prestada así como los permisos para recopilar los espeleotemas estudiados. También a los servicios SGIker de la UPV/EHU y a Ana Álvaro y Nuria Ortega por la ayuda en la realización de los análisis de Raman y FTIR.

### REFERENCIAS

- Anderson, R.J., Bendell, D.J., Groundwater, P.W. (2004). Organic Spectroscopic Analysis. Royal Society of Chemistry, Cambridge, 182 pp.
- Aranburu, A., Arriolabengoa, M., Iriarte, E., Giralt, S., Yusta, I., Martínez-Pillado, V., del Val, M., Moreno, J., Jiménez-Sánchez M. (2015). Karst landscape evolution in the littoral area of the Bay of Biscay (north Iberian Peninsula). *Quaternary International*, 364, 217-230.
- Aranzabal, G., Maeztu, J.J. (2011). El Sistema Malloku y el Karst de Peña Forua (Busturia, Bizkaia). La Aportación Espeleológica al Proyecto Goikoetxe de Custodia del Territorio. Karaitza. Monográfico "La cueva de Goikoetxe y el karst de Peña Forua", 12-41.
  Edeso, J.M., Aranzabal, G., Lópezquintana, J.C., Guenaga,
- Edeso, J.M., Aranzabal, G., Lópezquintana, J.C., Guenaga, A., Zallo, J.C., Castaños, P., Castaños, J., San Pedro, Z., Murelaga, X., Torres, T., Ortiz, J.E., Uribarri, P.J., Basterretxea, I., García, A., Gutiérrez, R. (2011). Aproximación al registro paleoambiental de la Cueva de Goikoetxe (Busturia): Evidencias sedimentarias y paleontológicas. Karaitza. Monográfico "La cueva de Goikoetxe y el karst de Peña Forua", 119-139.
- Gascoyne M. (1977). Trace element geochemistry of speleothems. *Proceedings of the 7th International Speleological Congress*, Sheffield, England, 205-207.
- Gázquez, F., Calaforra, J.M., Rull, F., Forti, P., García-Casco, A. (2012). Organic matter of fossil origin in the amberine speleothems from El Soplao Cave (Cantabria, Northern Spain). *International Journal of Speleology*, 41 (1), 113-123.
- Morales Juberías, T., Fernández de Valderrama, I. (2010). El paisaje kárstico de Urdaibai: aspectos hidrogeológicos. En: *Urdaibai - Catálogo de cuevas y simas*. (ADES, Ed.). Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco, 121-140.
- Perrette, Y., Delannoy, J., Desmet, M., Lignier, V., Destombes, J. (2005). Speleothem organic matter content imaging: the use of a fluorescence index to characterise the maximum emission wavelength. *Chemical geology*, 214, 193-208.
- van Beynen, P.E., Bourbonniere, R., Ford, D.C., Schwarcz, H.P. (2001). Causes of colour and fluorescence in speleothems. *Chemical Geology*, 175 (3-4), 319-341.
- Verheyden, S. (2004). Trace elements in speleothems. A short review of the state of the art. *International Journal of Speleology*, 33 (1-4), 95-101.
- Yang Y., Wang T. (1997). Fourier transform Raman spectroscopic characterization of humic substances. *Vibrational Spectroscopy*, 14 (1), 105-112.



# HOLOCENE FLOOD VARIABILITY AND SOIL EROSION IN THE IBERIAN PENINSULA: A VIEW FROM THE LAKE RECORDS



J.P. Corella<sup>(1)</sup>, B. Wilhelm<sup>(1)</sup>, G. Benito<sup>(2)</sup>, M. Morellón<sup>(3)</sup>, A-C. Favre<sup>(1)</sup>, B.L. Valero-Garcés<sup>(4)</sup>,

(1) Universite Grenoble Alpes, CNRS, IRD, Grenoble INP, IGE, 38000 Grenoble, France. juan-pablo.corella-aznar@univ-grenoble-alpes.fr

(2) Geology Department, National Museum of Natural Sciences CSIC, Serrano 115bis, 28006 Madrid, Spain

(3) Department of Geodynamics, Stratigraphy and Paleontology, Complutense University, C/ Jose Antonio Nováis 12, Spain

(4) Pyrenean Institute of Ecology CSIC, Zaragoza, Spain, Avda Montañana 1005, 50059 Zaragoza, Spain

Resumen (Variabilidad de inundaciones y erosión de suelo en la Península Ibérica durante el Holoceno a partir del estudio de registros lacustres): Las inundaciones son uno de los desastres naturales más catastróficos. Los depósitos de paleoinundaciones en secuencias sedimentarias lacustres nos permiten reconstruir la variabilidad de las inundaciones anteriores al registro instrumental, así como la erosión de suelos asociada a estos eventos extremos. Los resultados preliminares del proyecto FLOODARC (2019-2021) muestran la gran variabilidad en la intensidad y frecuencia de las inundaciones y la producción de sedimentos en la Península Ibérica a escala de siglos y milenios durante el Holoceno. La gran heterogeneidad en el aporte clástico a las cubetas lacustres evidencia la gran variabilidad espacio-temporal de las inundaciones a escala regional durante los últimos milenios y la compleja interrelación entre clima y usos del suelo.

**Palabras clave:** Inundaciones, paleolimnología, erosión de suelos, Península Ibérica, Holoceno *Key words: Floods, paleolimnology, soil erosion, Iberian Peninsula, Holocene* 

### INTRODUCTION

Society is becoming even more vulnerable to river flooding because of increasing population in potentially flooded areas and greater exposure of infrastructure. Detection of temporal changes on local and regional flooding requires long-term records to overcome the problems derived from their natural inter-annual and inter-decadal rainfall variability, particularly in Mediterranean climates. Because of they span longer time periods, lacustrine sedimentary archives allow us to adequately assess and characterize past extreme floods variability, as their recurrence intervals and impacts are usually underestimated using instrumental hydrological datasets. These natural archives also enable to assess environmental consequences of extreme flooding such as land degradation due to soil erosion related to these extreme events.

### STUDY SITES

Nine different lacustrine sedimentary sequences are being investigated in the frame of the Marie Sklodowska-Curie IF FLOODARC project in NW Spain (Lakes Enol and Sanabria), Ebro Basin (Lake Arreo), Pyrenees (Lakes Marboré, Banyoles and Estanya), Iberian Range (Lakes La Parra and El Tobar) and Southern Spain (Lake Zoñar) (Fig. 1, Table 1). In this contribution we present preliminary results from the lakes located in Mediterranean watersheds.

### METHODOLOGY

This study greatly benefits from the availability of existing material (sediment cores) and data (robust core chronologies and geochemical information) in the investigated sites (Table 1). Identification of flood layers are carried out by combining sediment core description, detailed microfacies analyses on thin sections and high-resolution X-ray fluorescence scanning. Other geochemical proxies such as titanium-calcium (Ti/Ca) and rubidium-aluminium (Rb/Al) ratios and/or eigenvectors from Principal Component Analyses (PCA) have also been used to qualitatively reconstruct the sediment delivery to lacustrine basins. PCAs mostly confront lithogenic elements (e.g. Ti, Al, Zr, Mg, K, Si) transported to the



Fig. 1: Location of the available paleoflood data (in red) and FLOODARC study sites (in white) (1-Sanabria; 2- Enol; 3- Arreo; 4- Marboré; 5-Estanya; 6-Banyoles; 7- La Parra; 8- El Tobar; 9- Zoñar; 10-Montcortès; 11- Taravilla).

Table 1: FLOODARC investigated sites and	time
interval of each lacustrine sedimentary reco	ord

Lake	Coordinates Altitude (m asl)	Time (yrs BP)
1- Sanabria	42°07′N, 06°43′W (1000 m)	26000
2- Enol	43°11′N 4°09′W (1070)	13500
3- Arreo	42°46' N, 2°59'W (657m)	2500
4- Marboré	0°23' E, 42°41' N (2592m)	12000
5- Estanya	42°02' N, 0°32' E (670m)	21000
6- Banyoles	42°1'N; 2°4'E (173m)	30000
7- La Parra	39°59'N, 1°52'W (1000m)	1600
8- El Tobar	40°32'N; 3°56'W (1200m)	1200
9- Zoñar	37°29'N, 4°41'W (300m)	4000

lake via run-off processes Vs geochemical elements precipitated during endogenic lake's processes (e.g. Ca, Sr, Br, P)



#### likely explained by an analogous hydroclimate regime



Fig. 2: Flood-related Sediment delivery proxies to karstic lakes in the Iberian Peninsula during the Late Holocene. From left to right: Lake Montcortès (Corella et al., 2019); Lake Estanya (Morellón et al., 2009, 2011); Lake Arreo (Corella et al., 2013); Lake El Tejo (Barreiro-Lostres et al., 2017); Lake Zoñar (Martín-Puertas et al., 2010). Coloured horizontal bars highlight the Late Holocene main climate periods.

### RESULTS

Sedimentological and geochemical analyses in the studied lake records have provided a comprehensive understanding of the long-term flood variability and sediment yield in the Iberian Peninsula. Thus, sequences from the Pre-Pyrenees and the northern Ebro Basin (i.e. Lakes Montcortès, Estanya and Arreo) show a reasonably similar trend with higher and lower sediment delivery within the Medieval Climate Anomaly (MCA) and the Little Ice Age (LIA) respectively (Morellón et al., 2009; 2011; Corella et al., 2013; 2019). On the other hand, a different trend in sediment remobilization and delivery to the lacustrine basins is observed in Lake Zoñar, located in Southern Spain, and in lakes from the Iberian Range (Martín-Puertas et al., 2010; Barreiro-Lostres et al., 2017) with maximum flood-related sediment input to the lakes during the Dark Ages Cold Period (DACP) and the Ibero-Roman Humid period (IRHP) respectively (Fig. 2).

### DISCUSSION

The investigated Spanish lake records show large dissimilarities in flood-related sediment yield highlighting a large spatio-temporal flood variability in the Iberian Peninsula during the Late Holocene. The similarities between northern Spain records are most

in NE Spain with higher and lower frequency of heavy rainfalls during the MCA and the LIA respectively. In addition, sediment production was activated by landscape transformation subsequent to the advance southwards of Christian kingdoms since the XII Century. Certain differences in periods of higher clastic input in lake sequences most probably respond to the varied land uses and variable impact of convective storms affecting each lacustrine system (Morellón et al., 2009; 2011; Corella et al., 2013; 2019).

The dissimilarities between northern and southern records are probably explained by the different land use history and precipitation regimes throughout the lberian Peninsula. Indeed, the IRHP is known as the Late Holocene's most humid period in Southern Spain (Martín-Puertas et al., 2009) while more arid conditions prevailed in Northern Spain at that time (Corella et al., 2013). These hydroclimate see-saw patterns coupled with different land use changes would have affected flood-related soil erosion at the investigated sites explaining the large differences in sediment yield in southern and northern Iberian karstic watersheds.

### CONCLUSIONS



Paleoflood deposits in lacustrine sedimentary sequences enable the reconstruction of flood variability and soil erosion at centennial to millennial scale beyond instrumental hydrological datasets. Large dissimilarities in flood-related sediment vield across watersheds seem to be controlled by the hydroclimate variability at the regional scale as well as by historical land use changes in different areas of the Iberian Peninsula. Ongoing paleoflood research in other Spanish lacustrine records will provide a more comprehensive understanding of the long-term flood variability and soil erosion in the Western Mediterranean allowing us to i) to evaluate, for the first time, the causes of non-stationarity in the longpattern evolution in term flood Western Mediterranean; ii) to decouple the climate vs anthropogenic signal in the lacustrine flood record and; iii) to investigate the role of the climate variability on the flood patterns at centennial to millennial timescales.

Acknowledgments: This project has received funding from the European Union's Horizon 2020 research and innovation programme under the Marie Sklodowska-Curie grant agreement No 796752. This study also benefits with support from the Spanish Ministry of Science, Innovation and Universities through the MEDLANT (CGL2016-76215-R) and EPHIMED (CGL2017-86839-C3-1-R) projects with European FEDER funding.

### REFERENCES

Barreiro-Lostres, F., Moreno, A., González-Sampériz, P., Giralt, S., Nadal-Romero, E., Valero-Garcés, B. (2017). Erosion in Mediterranean mountain landscapes during the last millennium: a quantitative approach based on lake sediment sequences (Iberian Range, Spain). *Catena*, 149, 782–798.

- Corella, J.P., Stefanova, V., El Anjoumi, A., Rico, E., Giralt, S., Moreno, A., Plata-Montero, A., Valero-Garcés, B.L. (2013). A 2500-year multi-proxy reconstruction of climate change and human activities in northern Spain: the Lake Arreo record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology Palaeoecology*, 386, 555–568.
- Corella, J.P., Benito, G., Wilhelm, B., Montoya, E., Rull, V., Vegas-Vilarrúbia, T., Valero-Garcés, B.L. (2019). A millennium-long perspective of flood-related seasonal sediment yield in Mediterranean watersheds. *Global and Planetary Change*, 177, 127-140.
- Martín-Puertas, C., Valero-Garcés, B.L., Brauer, A., Mata, M.P., Delgado-Huertas, A., Dulski, P. (2009). The Iberian-Roman Humid Period (2600-1600 cal yr BP) in the Zoñar Lake varve record (Andalucía, southern Spain). *Quaternary Research*, 71 (2), 108–120.
- Martín-Puertas, C., Jiménez-Espejo, F., Martínez-Ruiz, F., Nieto-Moreno, V., Rodrigo, M., Mata, M.P., Valero-Garcés, B.L., 2010. Late Holocene climate variability in the southwestern Mediterranean region: an integrated marine and terrestrial geochemical approach. Climate of the Past, 6 (6), 807–816.
- Morellón, M., Valero-Garcés, B., Vegas-Vilarrúbia, T., González-Sampériz, P., Romero, Ó., Delgado-Huertas, A., Mata, P., Moreno, A., Rico, M., Corella, J.P. (2009). Lateglacial and Holocene palaeohydrology in the western Mediterranean region: the Lake Estanya record (NE Spain). Quaternary. Science Reviews, 28 (25–26), 2582– 2599.
- Morellón, M., Valero-Garcés, B., González-Sampériz, P., Vegas-Vilarrúbia, T., Rubio, E., Rieradevall, M., Delgado-Huertas, A., Mata, P., Romero, Ó., Engstrom, D., López-Vicente, M., Navas, A., Soto, J. (2011). Climate changes and human activities recorded in the sediments of Lake Estanya (NE Spain) during the medieval warm period and Little Ice Age. *Journal of Paleolimnology*, 46 (3), 423– 452.



# VARIABILIDAD CLIMÁTICA DURANTE LA ÚLTIMA DEGLACIACIÓN A PARTIR DEL ESTUDIO DEL REGISTRO ESPELEOTÉMICO DE LA CUEVA DE OSTOLO, PIRINEOS OCCIDENTALES, ESPAÑA



J.L. Bernal-Wormull <sup>(1,2)</sup>, A. Moreno <sup>(1)</sup>, C. Pérez-Mejías <sup>(1,7)</sup>, M. Bartolomé <sup>(3)</sup>, A. Aranburu <sup>(4)</sup>, M. Arriolabengoa <sup>(4)</sup>, E. Iriarte <sup>(5)</sup>, C. Spötl <sup>(6)</sup>, H. Cheng <sup>(7)</sup>

(1) Departamento de Procesos Geoambientales y Cambio Global, Instituto Pirenaico de ecología (CSIC), Avda. Montañana 1005, 50059 Zaragoza

(2) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza

(3) Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC), C/ José Gutiérrez Abascal, 2, 28006 Madrid

(4) Departamento de Mineralogía y Petrología, Universidad del País Vasco, Barrio Sarriena s/n, 48940 Leioa, Bizkaia

(5) Departamento de Ciencia Histórica y Geografía, Universidad de Burgos, Pº Comendadores s/n, 09001 Burgos

(6) Departamento de Geología, Universidad de Innsbruck, Innrain 52f, A-6020 Innsbruck, Austria

(7) Instituto de Cambio Ambiental Global, Universidad de Xi'an Jiaotong, C/ Yanxiang 99 edificio oeste №1, 710054 Xi'an, China

Abstract (Climatic variability during the last deglaciation from the study of the speleothemic record of the cave of Ostolo, Western Pyrenees, Spain): A new record of last deglaciation in northeastern Spain is presented here based on the  $\delta^{48}$ O variations from two stalagmites from Ostolo cave (W Pyrenees). The two stalagmites replicate very well the signal of abrupt changes that took place during the last deglaciation (18 – 10 ka BP) in synchrony with temperature changes in Greenland ice cores. A comparison with other nearby records (marine cores, lacustrine sediments and speleothems from northern Spain and southern France) allows discriminating different trends during last deglaciation indicating a high heterogeneity in the paleoenvironmental response to climate variability at this latitude.

**Palabras clave:** Estalagmitas, última deglaciación, noreste de España, eventos abruptos *Key words*: *Stalagmites, last deglaciation, northeast of Spain, abrupt events* 

### INTRODUCCIÓN

La última deglaciación (desde ≈19 kyr BP hasta el inicio del Holoceno) es un intervalo de tiempo en donde todos los componentes del sistema climático sufrieron cambios a gran escala asociados con el calentamiento global que conllevó el final del último periodo glacial (Dansgaard et al., 1993). Aunque es bien conocido que esta tendencia estuvo marcada por varios eventos de calentamiento y enfriamiento que tuvieron lugar de manera abrupta (Alley y Clark, 1999), todavía desconocemos con precisión cuándo ocurrieron estos cambios, cuál fue su amplitud regional y qué impactos tuvieron en el medioambiente.

La zona norte de la Península Ibérica, debido a su ubicación con respecto al frente polar durante la última deglaciación, es un lugar sensible para determinar los cambios climáticos en el sur de Europa durante ese periodo (Alley y Clark, 1999; Moreno et al., 2014). Gracias al registro sedimentario de lagos (Lotter et al., 2012; Von Grafenstein et al., 1999) y cuencas marinas (Cacho et al., 1999) conocemos que estos cambios abruptos tuvieron una gran importancia en la zona de transición entre el Atlántico y el Mediterráneo. La transición glacialidentificado interglacial también se ha en espeleotemas del norte de España (Moreno et al., 2010) y el sur de Francia (Genty et al., 2006), donde se analizaron las posibles diferencias con los patrones identificados en el registro de Groenlandia (Moreno et al., 2014). El aumento de la resolución en estudios recientes ha permitido además observar que la respuesta en los Pirineos centrales a los cambios climáticos asociados con el Younger Dryas (12.9 – 11.6 kyr BP) se dividió en dos fases distintas (Bartolomé et al., 2015).

En este nuevo estudio, se analizan dos estalagmitas de la cueva de Ostolo en los Pirineos occidentales con el objetivo de identificar y caracterizar el momento y la variabilidad del clima a lo largo de los cambios abruptos que puntuaron la última deglaciación.

#### LOCALIZACIÓN

La Cueva de Ostolo (1°41'O, 43°11'N) se encuentra desarrollada en calizas carboníferas del macizo Cinco Villas, en la comunidad de Navarra a unos 45 km al norte de la ciudad de Pamplona (zona occidental de los Pirineos). Esta zona se caracteriza por poseer un clima oceánico con una notoria influencia del Atlántico, en donde las precipitaciones anuales en promedio son significativas, superando los 1700 mm/año y con una temperatura anual promedio cercana a los 13,7 °C. La cavidad está recubierta por una vegetación compuesta por robles (*Quercus robur*), marojos (*Quercus pirenaica*) y alisos (*Alnus glutinosa*), y la entrada es estrecha y de difícil acceso por la salida de una corriente de agua permanente.

### METODOLOGÍA

Se obtuvieron tres estalagmitas en la cavidad de estudio de las cuales se presentan aquí dos (OST2 y OST3). Dichas estalagmitas fueron seleccionadas para el muestreo de U/Th (29 muestras) e isotopos estables (118 muestras). Las muestras se obtuvieron



de una de las mitades pulidas de cada espeleotema, mediante un microtaladro manual.

Las dataciones U/Th se realizaron en un espectrómetro de masas multicolector (MC-ICP-MS) (Thermo-Finnigan Neptune) en la Universidad de Xi'an, siguiendo metodología descrita previamente (Cheng et al., 2013). Los isotopos estables en los espeleotemas fueron analizados en la Universidad de Innsbruck, utilizando un espectrómetro de masas Thermo Fisher Delta Plus XL acoplado a un Thermo Fisher Gas-Bench II. Las concentraciones isotópicas se expresan como desviaciones en relación al estándar VDPB.

### RESULTADOS

**Datos cronológicos.** Los resultados obtenidos a partir de los análisis de U/Th muestran importantes cambios en la tasa de crecimiento de los espeleotemas a lo largo de la deglaciación. En el caso de OST2 el crecimiento es continuo y se inicia a los 18,4 ka y finaliza en el Holoceno temprano, a los 10,9 ka (Fig. 1). Por otro lado, OST3 creció entre 18,1 y 10,2 ka pero con dos hiatos entre 16,3-14,3 ka y 12,8-11,5 ka, que corresponden aproximadamente con el evento Heinrich 1 (H1) y el Younger Dryas (YD).

**Geoquímica isotópica.** Los resultados isotópicos obtenidos, a la espera de aumentar la resolución de los análisis, indican ya una buena correlación entre ambas estalagmitas de la cueva de Ostolo (Fig. 2). OST2 muestra un rango más amplio en sus valores de  $\delta^{18}$ O que varían entre -8‰ y -2‰. En cambio, OST3 varía en un rango menor, entre -5,5‰ y -3‰. Ambas registran los valores más negativos entre 18 y 14.5 kyr BP y los más positivos durante el Bolling (14.5-14 kyr BP) en concordancia con los sondeos de hielo de Groenlandia (Fig. 2).

### DISCUSIÓN

Los dos hiatos en el crecimiento de la estalagmita OST3 se interpretan como resultado del impacto de periodos fríos (y secos) en esta zona, el YD y el H1. La falta de humedad y las temperaturas más bajas probablemente disminuyeron el goteo interrumpiendo la precipitación de la estalagmita OST3, a pesar de que prácticamente no cambia la tasa de crecimiento en OST2.

El registro continuo de  $\delta^{18}$ O en OST2 (Fig. 2) se asemeja a los registros de altas latitudes como los sondeos de hielo de Groenlandia, mostrando valores más negativos durante el GS-1 y el GS-2.1a (H1, -8‰), relacionado a climas más fríos, mientras que los valores más positivos se alcanzan durante el GI-1 y el Holoceno temprano (-2‰), apuntando hacia temperaturas cálidas. Esta similitud es la que permite interpretar aquí el  $\delta^{18}$ O como un indicador de paleotemperaturas, si bien todavía no se cuenta con datos de monitorización en la cueva de Ostolo que ayuden a entender los procesos que han influido en el  $\delta^{18}$ O de las estalagmitas a lo largo de la deglaciación.

Por otro lado, cabe destacar la tendencia en los valores isotópicos durante el GI-1 en relación a los demás registros de estas latitudes. En parte importante de los trabajos con estalagmitas y registros lacustres al sur de Francia y al norte de España (Genty et al., 2006; Moreno et al., 2010) los valores isotópicos que indican un clima más cálido y húmedo se alcanzan de forma gradual a lo largo del Allerød. Por el contrario, en las estalagmitas de Ostolo y en registros de altas latitudes se alcanzan estas condiciones óptimas de una manera más abrupta y al inicio del GI-1, en el Bølling (Fig. 2).

En la península Ibérica el Younger Dryas (YD) ha sido reconocido en registros de diversa naturaleza y presenta una tendencia hacia condiciones frías y áridas (Baldini et al., 2015; Bartolomé et al., 2015). En el caso de OST2, este cambio abrupto se reconoce por los valores bajos de  $\delta^{18}$ O (cercanos a -5‰) similares a los valores previos a la deglaciación (Fig. 2).









Fig. 2: Geoquímica isotópica  $\overline{\delta}^{18}$ O en OST2 y OST3 en comparación con registros terrestres del Oeste de Europa de entre los 20.000 y los 10.000 años BP: Testigo de hielo NGRIP (Rasmussen et al., 2006), Gerzensee (Lotter et al., 2000, 2012),  $\overline{\delta}^{18}$ O en ostrácodos Amersee (Von Grafenstein et al., 1999),  $\overline{\delta}^{13}$ C en estalagmitas: "El Pindal" (Moreno et al., 2010) y "Chauvet" (Genty et al., 2006).

### CONCLUSIONES

El estudio isotópico y cronológico preliminar de dos estalagmitas de la cueva de Ostolo en el Pirineo Occidental ha permitido identificar la variabilidad climática durante gran parte de la última deglaciación. Los modelos cronológicos muestran un crecimiento continuo durante el Bølling-Allerød, no así en el YD o H1, eventos que solo se registran en una de las estalagmitas indicando probablemente una reducción en el goteo en la cueva.

Los datos de  $\delta^{18}$ O a lo largo de las muestras son comparables con otros registros regionales y permiten comprender las condiciones paleoclimáticas durante los distintos eventos abruptos que se sucedieron, durante la última deglaciación, en el norte de la Península Ibérica. Además, ambas estalagmitas siguen una tendencia muy parecida a los registros de hielo de Groenlandia (NGRIP) en cuanto a un inicio abrupto del GI-1. El aumento de la resolución de este estudio permitirá indagar con mayor profundidad en los cambios abruptos de la deglaciación y su registro paleoambiental en el Pirineo Occidental.

#### REFERENCIAS

- Alley, R.B., Clark, P.U., (1999). The deglaciation of the Northern Hemisphere: a global perspective. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 27, 149-182.
- Baldini, L.M., McDermott, F., Baldini, J.U.L., Arias, P., Cueto, M., Fairchild, I.J., Hoffmann, D.L., Mattey, D.P., Müller, W., Nita, D.C., Ontañón, R., Garciá-Moncó, C., Richards, D.A., (2015). Regional temperature, atmospheric circulation, and sea-ice variability within the Younger Dryas Event constrained using a speleothem from northern Iberia. *Earth and Planetary Science Letters*, 419, 101–110.
- Bartolomé, M., Moreno, A., Sancho, C., Stoll, H., Cacho, I., Spötl, C., Belmonte, A., Edwards, L., Cheng, H., Hellstrom, J., (2015). Hydrological change in Southern Europe responding to increasing North Atlantic overturning during Greenland Stadial 1. *Proc Natl Acad Sci USA*, 112, 6568–6572.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A. and Shackleton, N.J., (1999). Dansgaard-Oeschger and Heinrich events imprints in the Alboran Sea paleotemperature record. *Paleoceanography*, 14, 698-705.
- Cheng, H., Edwards, R.L., Shen, C-C, Polyak, V.J., Asmerom, Y., Woodhead, J., Hellstrom, J., Wang, Y., Kong, X., Spötl, C., Wang, X., Alexander Jr., E.C., (2013). Improvements in 230Th dating, 230Th and 234U half-life values, and U–Th isotopic measurements by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 371–372, p. 82–91.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdottir, A.E., Jouzel, J., Bond, G., (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364, 218-220.
- Genty, D., Blamart, D., Ghaleb, B., Plagnes, V., Causse, C., Bakalowicz, M., Zouari, K., Chkir, N., Hellstrom, J., Wainer, K., Bourges, F., (2006). Timing and dynamics of the last deglaciation from European and North African d13C stalagmite profiles - comparison with Chinese and South Hemisphere stalagmites. *Quat. Sci. Rev.*, 25, 2118-2142.
- Lotter, A., Birks, H.J., Eicher, U., Hofmann, W., Schwander, J., Wick, L., (2000). Younger Dryas and Allerød summer temperatures at Gerzensee (Switzerland) inferred from fossil pollen and cladoceran assemblages. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 159, 349-361.
- Lotter, A.F., Heiri, O., Brooks, S., van Leeuwen, J.F.N., Eicher, U., Ammann, B., (2012). Rapid summer temperature changes during Termination 1a: highresolution multi-proxy climate reconstructions from Gerzensee (Switzerland). Quat. Sci. Rev., 36, 103-113.
- Moreno, A., Stoll, H., Jiménez-Sánchez, M., Cacho, I., Valero-Garcés, B., Ito, E., y Edwards, L. R., (2010). A speleothem record of rapid climatic shifts during last glacial period from Northern Iberian Peninsula. *Global Planet. Change*, 71, 218-231.
- Moreno, A., Svensson, A., Brooks, S.J., Connor, S., Engels, S., Fletcher, W., Genty, D., Heiri, O., Labuhn, I., Perşoiu, A., Peyron, O., Sadori, L., Valero-Garcés, B., Wulf, S., Zanchetta, G., data contributors, (2014). A compilation of Western European terrestrial records 60-8 ka BP: towards an understanding of latitudinal climatic gradients. *Quat. Sci. Rev.*, 106, 167-185.
- Rasmussen, S.O., Andersen, K.K., Svensson, A.M., Steffensen, J.P., Vinther, B.M., Clausen, H.B., Siggaard-



Andersen, M.L., Johnsen, S.J., Larsen, L.B., Dahl-Jensen, D., Bigler, M., Röthlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hanssom, M.E., Ruth, U., (2006). A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. J. Geophys. Res., 111, D06102.

Von Grafenstein, U., Erlenkeuser, H., Brauer, A., Jouzel, J., Johnsen, S.J., (1999). A Mid-European decadal isotopeclimate record from 15,500 to 5000 years BP. *Science*, 284,1654-1657.



# STABLE ISOTOPE EVIDENCE SUPPORTING THE USE OF PETROGRAPHIC FABRICS AS A PROXY TO CONSTRAIN PALEOCLIMATIC RECONSTRUCTIONS FROM FLOWSTONES (ALMERÍA, SE SPAIN)



C. Jiménez de Cisneros <sup>(1)</sup>, A. González-Ramón <sup>(2)</sup>, C. Sequero <sup>(3)</sup>, B. Andreo <sup>(4)</sup>, I.J. Fairchild <sup>(5)</sup>

(1) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-UGR, Avda. de las Palmeras nº4, 18100 Armilla, Granada, Spain.

(2) Instituto Geológico y Minero de España, IGME, Urb. Alcázar del Genil 4, Edif. Zulema Bajo, 18006 Granada, Spain.

(3) Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, c/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, Spain.

(4) Dpto. de Geología y Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga, Campus de Teatinos, 29071 Málaga, Spain.

(5) School of Geography, Earth and Environmental Sciences, University of Birmingham, Edgbaston Birmingham, B15 2TT UK.

Resumen (Reconstrucción paleoclimática a partir de la combinación de datos isotópicos y petrográficos de dos coladas estalagmíticas. Almería, SE España): Los estudios petrográficos en espeleotemas constituyen una herramienta básica como paso previo a los análisis isotópicos ( $\delta^{18}$ O y  $\delta^{13}$ C) que se realizan con la finalidad de obtener información paleoclimática. El reconocimiento de las texturas asociadas a diferentes fases carbonatadas cuya precipitación se produjo en equilibrio isotópico, es de gran interés para la correcta interpretación del registro isotópicos de  $\delta^{13}$ C y  $\delta^{18}$ O en dos coladas estalagmíticas procedentes de dos cuevas situadas en el norte de la provincia de Almería (SE de España), sugiere que el ambiente de formación de estos materiales tuvo lugar en unas condiciones donde alternaron episodios cálidos y húmedos (fábricas de calcita columnar con valores de  $\delta^{18}$ O más negativos) con otros más fríos y secos (fábricas micríticas con valores menos negativos de  $\delta^{18}$ O).

**Palabras clave:** coladas estalagmíticas; fábricas; isótopos estables; cambios paleoclimáticos *Key words:* flowstones; fabrics; stable isotopes; paleoclimatic changes

### INTRODUCTION

Speleothems have been widely recognized, over the past one to two decades, as critical archives of terrestrial climate due to their preservation of continuous or semi-continuous climate signals over prolonged periods (centuries to hundreds of thousands of years), absolute and precise datability, occurrence over a large range of latitudes, and potential preservation of orbital, millennial, decadal, annual, or even sub-annually occurring processes (Wong and Breecker, 2015). Speleothem  $\delta^{18}$ O values have been used to track the response of global, regional and local hydroclimate to climate change events, including variation in precipitation, and shifts in moisture sources and trajectories (e.g., Bar-Matthews et al., 2000; McDermott et al., 2001).

Paleoclimatic reconstructions based on isotopic analyses of speleothems can be further improved by supplementing with petrographic and textural studies. The stratigraphic features may indicate under what climatic conditions these materials grew. So as  $\delta^{18}O$  and  $\delta^{13}C$  values reveal changes in temperature, seasonality, and carbonate source, the alternation of fabrics in speleothems reflects climate-related parameters, such as changes in drip rate and degassing (Frisia and Borsato, 2010; Boch et al., 2011; Frisia, 2015).

Flowstones are laminated deposits, which form on cave floors or walls, from thin sheets of flowing water film that is slightly supersaturated with respect to calcium carbonate (Frisia and Borsato, 2010) or from relatively strong conduit/fissure flows (Fairchild and Baker, 2012). An advantage for palaeoenvironmental studies is that flowstone can be cored with relatively little damage to the cave environment, and they can grow over tens of thousands of years.

The aim of this paper is to combine stable isotopic and petrographic signals on two flowstones from Almería (Spain) in order to provide additional information for the interpretation of the stable isotope data.

### **GEOGRAPHICAL AND GEOLOGICAL SETTING**

Speleothems were collected in two caves: the cave of Cuartillico del Agua, near El Cerro del Roquez (situated 4 km away from Chirivel), and Sima del Saliente, around La Sierra del Saliente (situated at the western edge of La Sierra de Las Estancias).

Both caves are located in the northern part of the province of Almería, near the border of Granada (Fig. 1). The area is characterized by a semi-arid climate, and the average precipitation is about 300-350 mm per year. Both caves are formed in dolomites and limestones of the Alpujárride Complex, attributed to the middle-upper Triassic. González-Ramón and Mateos (2013) suggest a gravitational origin for these caves, due to paleo-landslides generated by extensional fractures. Thick flowstones cover their walls and, in some areas, there is a spectacular occurrence of speleothems broken by gravitational movements of bedrock. Two cores of flowstone were extracted: core CCA was collected near the entrance of the cave of Cuartillico del Agua, and the core SSPD was collected at the base of a 10 meter-deep pit of the Sima del Saliente.

### METHODS

The cores were cut perpendicular to their length to expose the growth laminae and permit checking for





Fig. 1: Geographic location of the study areas. Map modified from IBERPIX (<u>www.ign.es</u>).

Conventional optical secondary alterations. petrographic studies were performed on polished thin sections prepared from each flowstone using plane polarized and cross polarized light using an optical microscope (PPL) and scanning-electron-microscopy (SEM). For the mineralogical composition, powdered samples from speleothems analyzed by X-ray diffraction (XRD). To obtain a high-resolution isotope record, laminae were sampled every 2-4 millimeters. Carbon and oxygen isotope analyses were performed by conventional isotope analyses mass spectrometry using a "Dual Inlet". Carbon and oxygen isotope values are expressed in ‰ with respect to the international standard Vienna PDB (VPDB) standard. Analytical reproducibility of duplicates is better than 0.1‰ for  $\delta^{18}$ O and 0.05‰ for  $\delta^{13}$ C. For  $\delta^{18}$ O and  $\delta^{13}$ C analyses, samples of 0.5-2 mg material were obtained using a 0.5/1 mm diameter drill perpendicular to flowstone growth layering. Samples designated for oxygen isotope analyses were taken along the length of individual layers for the "Hendy" test (Hendy, 1971) and also parallel to columnar calcite crystal growth features to determine if any disturbances in the  $\delta^{18}$ O signature during any suspected recrystallization events were evident.

## RESULTS AND DISCUSSION Petrographic study of the cores

The XRD analyses show that the flowstones are mostly composed of calcite. For characterization of the speleothems fabrics, the methodology proposed by Frisia (2015) was adopted, but we have followed the protocol by Muñoz-García et al. (2016) who simplified and rearranged the fabrics recognized. Optical microscopy revealed the presence of primary growth fabrics such as 1) compact columnar calcite in which the crystals present a compact aggregate, formed under relatively stable dripping conditions and lower drip rates (CC, Fig. 2A and 2D), 2) elongated columnar calcite resulted from the preferential growth of the acute rhombohedron and formed in very stable conditions (CCe, Fig. 2B), 3) dendritic calcite characterized by milky, opaque appearance due to high intercrystalline porosity (Cd, Fig. 2E), 4) open columnar calcite where the intercrystalline boundaries are marked by the presence of linear inclusions (CCo, Fig. 2C), and 5) micrite fabric consisting of carbonate mud with crystals less than 2-



Fig. 2: Photomicrographs (PPL) and SEM of the stalagmitic flowstones CCA and SSPD.

4  $\mu$ m (M, Fig. 2D). We have observed an increased presence of non-diagenetic fabrics in relation to the low proportion of diagenetic textures such as microsparite with crystals >2  $\mu$ m (Ms, Fig. 2F). In general, the flowstones studied are composed of calcite crystals frequently showing continuous growth, suggesting that they were deposited from continuously dripping water. Locally the growth of the crystal is interrupted by thin layers of milky-white or beige micro-crystalline calcite or detrital material.

### Isotopic characterization of the fabrics

 $\delta^{18}$ O and  $\delta^{13}$ C measurements range from -4.05‰ to -8.55‰ and -4.37 to -9.87‰ respectively for flowstone CCA and from -4.69‰ to -9.13‰ and -3.24‰ to -10.39‰ respectively for flowstone SSPD. The flowstones were tested with the Hendy test for isotopic equilibrium. Stable oxygen and carbon isotope values show no significant correlation, suggesting that precipitation possibly occurred closer to isotopic equilibrium (Hendy, 1971).

A microstratigraphic log of three thin sections from flowstones CCA and SSPD predominantly consists of columnar (CC), columnar open (CCo), columnar elongated (CCe) and micrite fabrics (Figure 3A and 3B). This figure shows the fabric changes of the





Fig. 3: Vertical variation and evolution of the fabrics and stable isotopic data obtained for every thin section.

stalagmitic flowstones through time and the isotopic data obtained. It is observed that there is a correlation between the different fabrics and isotopic values. All columnar and dendritic fabric types have similar  $\delta^{18}$ O and  $\delta^{13}$ C values, which are more negative than the micrite and microsparite fabrics. The correlation between  $\delta^{13}C$  and  $\delta^{18}O$  from calcite fabrics is  $R^2$ =0.82 (Figure 4). This correlation plot shows that columnar fabrics have similar  $\delta^{13}$ C and  $\delta^{18}$ O signatures, with columnar elongated fabric (CCe) characterized by the lowest values, followed by compact (CC) and open columnar calcite fabrics (CCo). Micrite and microsparite fabrics show the heaviest isotope ratios values. The regression line shows that there is a progressive kinetic modification of the isotope signals from columnar to microsparite fabrics, possibly due to combined degassing and evaporation processes.

# Paleoclimatic implications

The textural variations in speleothems may be related to drip-water availability, the nature of flow or transport of water (González et al., 1992; Gratz et al., 1993) and/or evaporation (Frisia, 1996). However, it is important to show that changes in crystallography or petrography are synchronous throughout a particular region before using them to aid in the interpretation of stable isotope data, as they may have been influenced by drip- or cave-specific hydrological routing effects (McDermott, 2004). Chiarini et al. (2017) have indicated that drip interval play a fundamental role in the type of calcite fabric, and that the Mg concentration in drip water possibly influence fabric development: a longer drip interval can cause the calcite  $\delta^{13}C$  ratios to increase, which corresponds to lower Sr and higher Mg concentration, also resulting in higher defects and smaller-dimension of the calcite crystallites. Compact and open columnar calcite forms at

relatively low supersaturation of drip water and concentrations of foreign ions, and relatively constant flow conditions (Fairchild and McMillan, 2007). Elongated columnar calcite, however, requires relatively fast flow to the substrate and higher dripping rate than compact and open calcite (Frisia,



Fig. 4: Isotopic characterization of the fabrics observed in the thin sections of the flowstones.

2015), and this is congruent with the most negative  $\delta^{18}$ O values and the highest temperatures observed for this fabric: low values of stable isotope data are due to the "amount effect" (more rainfall means greater isotopic fractionation, and hence lower values of  $\delta^{18}$ O).

Dendritic calcite, observed in CCA, is associated with periods of rapid dripping alternating with long periods of extremely slow dripping, common in speleothems located near the entrance of the cave. This remarkable variability in the environment of formation has not been recorded in the isotopic signal, because only one sample has been analyzed. Micrite and commonly appear together microsparite as microsparite is a diagenetic product of micrite. Microsparite forms when a saturated flow enters in contact with micrite (Fairchild et al., 2006), by dissolution and re-precipitation. Thus, microsparite is associated with wet periods. Micrite, however, forms during relatively dry periods, and some authors associate micrite with bio-influenced precipitation (by cyanobacteria, Banks et al., 2010). Micrite is more common in these stalagmites than microsparite, recording the heaviest values of  $\delta^{18}$ O (less "amount effect"). The  $\delta^{13}$ C record roughly follows the same trend as  $\delta^{18}$ O and this suggests a clear correlation between subsurface hydrology and vegetation growing at land surface above the cave (Jiménez de



Cisneros and Caballero, 2011). High values of  $\delta^{13}$ C reflect lower dripping rate and a decline in vegetative productivity, values found in micrite (Fairchild and Baker, 2012).

Changes in seasonality of rainfall, varying cave air temperatures and evaporation are factors that influence the morphology and stratigraphy of speleothems. In synthesis, the data shown here suggest that both the combination of  $\delta^{18}O$  and  $\delta^{13}C$ trends and the changes in the petrography (fabrics log) provide information about the climatic conditions which prevailed during the flowstone formations. The combination of coded fabrics and stable isotope ratio values could be a useful tool for an adequate global interpretation in terms of paleoclimate. In the future, we wish to verify, by running scheduled trials both in the cave and in the laboratory, the relationship between controlling parameters and fabrics observed during precipitation. These trials would allow knowing the isotopic values present in predominant fabrics and which are the main parameters that control calcite precipitation.

### CONCLUSIONS

From the studied sections in the flowstones we found that the presence of micrite and microsparite has revealed relatively dry growth conditions, as micrite is much more frequent than microsparite. The more stable growth conditions correspond to fabrics: compact and open columnar calcite formed at constant dripping rate, while elongated columnar calcite requires relatively fast dripping rate.

The isotopic record supports the information obtained by the fabrics. Columnar types are characteristic of relatively warm and wet periods (most depleted values of  $\delta^{18}$ O but the highest temperatures, consequence of the "amount effect"), while micrite and microsparite form during colder and relatively dry periods (heaviest values of  $\delta^{18}$ O and the lowest temperatures). High values of  $\delta^{13}$ C also reflect a decline in vegetative productivity, as  $\delta^{13}$ C and  $\delta^{18}$ O records roughly follow the same trend.

**Acknowledgements:** This work received financial support through Project GCL2013-45230-R from the MINECO. We would like to thank the collaborations of "Asociación Espeleológica Velezana".

### REFERENCES

- Banks, E.D., Taylor N.M., Gulley, J., Lubbers, B.R., Giarrizzo, J.G., Bullen, H.A., Hoether, T.M., Barton, H.A. (2010). Bacterial calcium carbonate precipitation in cave environments: a function of calcium homeostasis. *Geomicrobiology Journal*, 27, 444-454.
- Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Kaufman, A. (2000). Timing and hydrological conditions of sapropel events in the eastern Mediterranean, as evident from speleothems, Soreq Cave, Israel. *Chemical Geology*, 169, 145-156.
- Boch, R., Spötl C., Frisia S. (2011). Origin and palaeoenvironmental significance of lamination in stalagmites from Katerloch Cave, Austria. *Sedimentology*, 58, 508-531.
- Chiarini, V., Couchoud, I., Drysdale, R., Bajo, P., Milanolo, S., Frisia, S., Greig, A., Hellstrom, J., De Waele, J. (2017). Petrographical and

geochemical changes in Bosnian stalagmites and their palaeoenvironmental significance. *International Journal of Speleology*, 46, 33-49.

- Fairchild, I.J., McMillan, E.A., (2007). Speleothems as indicators of wet and dry periods. *International Journal of Speleology*, 36, 69-74.
- Fairchild, I.J., Baker, A. (2012). *Speleothem science: from process to past environments.* John Wiley and Sons. Oxford, UK.
- Fairchild, I.J., Smith, C.L., Baker, A., Fuller, L., Spötl, C., Mattey, D., McDermott, F., E.I.M.F. (2006). Modification and preservation of environmental signals in speleothems. *Earth Science Reviews*, 75, 105-153.
- Frisia, S. (1996). Petrographic evidences of diagenesis in speleothems: some examples. *Speleochronos*, 7, 21-30.
- Frisia, S. (2015). Microstratigraphic logging of calcite fabrics in speleothems as tool for palaeoclimatic studies. *International Journal of Speleology*, 44,1-16.
- Frisia, S., Borsato, A. (2010). *Developments in Sedimentology*, Chapter 6 Karst, 61, 269-318.
- González, L.A., Carpenter, S.J., Lohmann, K.C. (1992). Inorganic calcite morphology. Roles of Fluid Chemistry and Fluid-Flow. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 382-399.
- González-Ramón, A., Mateos, R.M. (2013). Paleodeslizamientos como agente espeleogenético. Casos en las sierras de las Estancias y el Saliente (N de Almería). In: *VIII Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*. Palma de Mallorca.
- Gratz, A.J., Hillner, P.E., Hansma, P.K. (1993). Step dynamics and spiral growth on calcite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 491-495.
- Hendy, C.H. (1971). The isotopic geochemistry of speleothems. 1. The calculation of the effects of different modes of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as paleoclimatic indicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 35, 801-824.
- Jiménez de Cisneros, C., Caballero, E. (2011). Carbon isotope values as paleoclimatic indicators. In: J. M. LaMoreaux, (Ed.), Study on stalagmite from Nerja Cave, South Spain. *Carbonates and Evaporites*, Springer, Germany, 41-46.
- McDermott, F., Mattey, D.P., Hawkesworth, C.J. (2001). Centennial- scale Holocene climate variability revealed by a high-resolution speleothem  $\delta^{18}$ O record from S.W. Ireland. *Science*, 294, 1328-1331.
- McDermott, F. (2004). Paleo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review. *Quaternary Science Reviews*, 23, 901-918.
- Muñoz-García, M.B., Cruz, J., Martín-Chivelet, J., Ortega, A.I., Turrero, M.J., López-Elorza, M., (2016). Comparison of speleothem fabrics and microstratigraphic stacking patterns in calcite stalagmites as indicators of paleoenvironmental change. *Quaternary International*, 407, 74-85.
- Wong, C.I., Breecker, D.O. (2015). Advancements in the use of speleothems as climate archives. *Quaternary Science Reviews*, 127, 1-18.



# MORFODINÁMICA DE DESBORDAMIENTO DE UN RÍO EN GRAVAS. RECONSTRUYENDO LA AVENIDA DEL SAJA DE ENERO 2019.



G. Garzón<sup>(1)</sup>, J.A. Ortega-Becerril<sup>(2)</sup>, J. Garrote<sup>(1)</sup>.

<sup>(1)</sup> UCM, Depto. Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología. <u>minigar@ucm.es</u>
<sup>(2)</sup> UAM, Depto. Geoquímica

Abstract (Flooding morphodynamic of a wandering boulder-bed river. Reconstructing the Saja River flood on January 2019): Morpho-sedimentary features resulting from a high magnitude flood on a wandering boulder-bed river allowed to characterise overflow patterns at different scales. Cartographic evidence shows that the channel widened its bars receding concave banks and overflowing the alluvial plain extensively depicting a similar image as the 1956 river pattern. Critical points for overflow courrence were established, preferential flow waterways and paleochannels reoccupation. Straightened reaches and embankments favour central bars accretion downstream driving flow expansion and channel bifurcation and forcing bank erosion. The inefficiency of traditional defence structures is demonstrated as well as the need for floodplain management that considers the river morphodynamic behaviour together with the preservation of high intensity floodways, specially within climatic change adjustments.

Palabras clave: Elementos morfosedimentarios, inundación, río wandering, cauce en gravas Key words: morphosedimentary features, flood, boulder-bed channel, wandering river

### INTRODUCCIÓN

El Saja representa un río en gravas gruesas, de alta pendiente y patrón asociable a un cauce *wandering* (migrante), dentro del espectro de los ríos trenzados pero de menos canales y barras activas (Brierley y Fryirs, 2004). El 23/24 de Enero de 2019 un evento de inundaciones catastróficas, provocadas por un rápido deshielo, afectó a la cuenca del Saja. Su régimen pluvio-nival le confiere alta variabilidad, con caudales medios de 12m<sup>3</sup>/s y valores de diseño del orden de 500 m<sup>3</sup>/s a 1000 m<sup>3</sup>/s para periodos de retorno de 10 y 500 años respectivamente en un área aprox. de 300 km<sup>2</sup> (Restauración del río Saja, 2010).

En el Valle de Cabuérniga (Cantabria), el río Saja desbordó la vega entre Villanueva de Terán y Sopeña (Fig. 1) con flujos de alto calado y velocidad, generando un enorme impacto en la morfología ribereña e importantes daños para la actividad humana. En este estudio se reconstruye la dinámica de la inundación a partir del levantamiento de campo de los elementos morfosedimentarios resultantes, encuadrándola dentro del patrón de funcionamiento de estos ríos en el contexto evolutivo de series de imágenes temporales y de las actuaciones externas existentes.

### **EVOLUCIÓN HISTÓRICA DEL CAUCE**

El río Saja se ha transformado, entre las primeras fotografías aéreas de 1946 y la década de 1980/90, de un río de doble cauce con grandes barras centrales a un canal único, estrecho y ligeramente sinuoso a favor de barras laterales alternantes (Fig. 2 a). Durante esta evolución ha eliminado sus barras centrales y desplazado su cauce en dos eventos de avulsión importantes. El primero, reconocible en la fotos de 1956, por reocupación de un cauce secundario de 1946, posiblemente a raíz de una crecida en 1953.



Fig. 1: Situación del tramo de estudio del río Saja dentro de la cuenca hidrográfica del Cantábrico

El segundo, que aparece ya en las fotos de 1980/90, supone la avulsión total de un nuevo canal en la margen derecha y abandono del antiguo. A partir de la década de 1980/90 el río no ha sufrido apenas cambios, salvo un ligero desplazamiento de sus curvas aguas abajo, aunque si ha proseguido su incisión y estrechamiento. No descartando una tendencia previa existente en el río a la rectificación (Garzón et al, 2019), hay que tener en cuenta la influencia ejercida por las obras de defensa de la década de 1980/70 y que la desconexión de los brazos abandonados haya sido favorecida.

Las barras centrales del tramo, aguas arriba y abajo, han sido rectificadas por malecones longitudinales



con el consiguiente incremento local de pendiente y velocidad y la incisión remontante y desbordamientos aguas abajo esperables (Schumm, 1977). Estos cambios son fundamentales para interpretar el desarrollo de la crecida de 2019 puesto que la inundabilidad replica perfectamente la morfología de los cauces preexistentes, como se observa en el mapa de calados de la figura 2 b (descargable del portal del IGN).



Fig. 2: a) Cambios históricos en el tramo de río analizado y b) zona inundable para la avenida de 10 años.

### FUNCIONAMIENTO DE LA CRECIDA Y ELEMENTOS MORFOSEDIMENTARIOS

Los elementos morfosedimentários identificados y su contrastación con las imágenes previas permiten reconstruir el funcionamiento del río en la crecida (Fig. 3). La zona estudiada comienza a la salida de un tramo de río rectilíneo condicionado por escolleras de defensa y caminos cementados. Favorecido por una curva del río, el cauce se expande, desbordando por la margen izquierda, cóncava, y depositando su carga hacia la derecha. Recrece así una gran barra central (Fig. 3 a) que se bifurca en un brazo secundario erosivo afectando una edificación de la margen derecha (Fig. 3 b).

El desbordamiento de la orilla cóncava penetra en dos direcciones (Fig. 3 a). Una sigue el corredor de ribera paralelo al cauce erosionando surcos (swales) preexistentes y generando luego depósitos arenosos en su retorno al cauce. Otra parte del flujo desborda transversalmente a la orilla, y se dispersa por la llanura concentrándose en un paleocauce que delimita, con un escarpe, la terraza baja donde se asientan las edificaciones. Esta vaguada, más ancha pero más recta y pendiente, ha actuado en la crecida como canal de corta y vía de intenso desagüe. Los depósitos y arribazones indican alta energía de un flujo con más de un metro de profundidad y definen su dirección hacia la vaguada central. El agua desbordada no produio afecciones al desplazarse sobre praderas, pero si al concentrarse en el fondo de la vaguada. El mecanismo erosivo es el arranque de la cobertera vegetal alternando puntos de incisión por concentración de flujo o surgencia subsuperficial con remoción de gravas del substrato y su reordenación subsecuente en barras de cantos imbricados (Fig. 3 c). La incisión del drenaje se repite discontinuamente entre pequeñas cabecera erosivas, sin daños mayores salvo en presencia de obstáculos transversales como muros, o la sobreelevación de caminos sin suficientes drenes, provocando escarpes de socavación al pie, seguidos de extensas barras de cantos (Fig. 3 d).

A favor de la siguiente curva cóncava del río, se produce un segundo desbordamiento esparciendo gran cantidad de arenas en campos de megaripples (Fig. 3 e), que se acumulan sobre morfologías previas de abanicos de derrame (*crevasse splays*) indicando la recurrencia de desbordamientos anteriores. El flujo se concentra hacia el paleocauce central en una morfología en hoyas de deflación sucesivas (Fig. 3 f) que indican un aporte de sedimentos suficiente para no provocar erosión del fondo por un efecto de aguas con poca carga sedimentaria.

En un tercer punto clave, el flujo de la llanura desemboca en el brazo abandonado de 1956 que se comunica con el cauce actual funcionando para entrada de agua o para posterior desagüe. Constituye una zona deprimida que detona la incisión remontante en el camino de ribera cementado, provocando colapsos por flujos subsuperficiales (piping), surcos con remoción de bolos y rellenos arenosos. El caudal de la llanura prosiguió por el brazo abandonado dejando una isla de terreno aislada entre él y el cauce actual, que sufrió intensos desbordamientos, y se bifurcó aguas abajo, replicando el trazado de los dos canales existentes en 1956.

De ellos, el canal de conexión con el cauce actual recogió la mayor parte del flujo de la llanura. Eso supuso un aumento de energía considerable para el río, limitado además por la constricción de su ladera en roca, provocando la socavación del cauce y destrucción de la base del puente colgante existente (Fig. 3 g). El caudal restante, prosiguió por el brazo del 56 dispersándose por la parte baja de la llanura condicionado por diversas actuaciones antrópicas. La desembocadura antigua del canal abandonado queda colgada sobre el río actual evidenciando su encajamiento (Fig. 3 h), pero sin efectos ya de la crecida.

Aguas abajo, el río concentra de nuevo todo el caudal de la crecida y se ensancha reconstruyendo la barra central preexistente, aunque limitado por los espigones de defensa construidos en la década de 1980 antes del puente de salida del valle (Ca -180).





Fig. 3: Elementos morfosedimentarios de la avenida de 2016 y ejemplos de las afecciones reflejadas en el texto



La reactivación de la incisión como consecuencia de esas intervenciones se ha puesto de manifiesto en la crecida, agravándose y llegando a destruir las escolleras (Garzón et al., 2019). La erosión remontarte indujo un retroceso de decenas de metros de la margen cóncava, llegando destruir una antigua edificación (Fig. 3 i).

### DISCUSIÓN

A pesar de la transformación observada entre el río de 1956 y el actual, se puede deducir que éste ha mantenido sus mismas pautas de funcionamiento en la avenidas, repitiendo un patrón similar: tramo estrecho recto - ensanchamiento con deposito y desbordamiento en las curvas - retorno del flujo aguas abajo. Este mecanismo del flujo de bifurcación con deposito y reunificación aguas abajo representa, en este tipo de ríos, una expresión equivalente de disipación de energía al sistema rápido-poza del lecho de un río sinuoso. En sistemas trenzados como este, las convergencias de flujo equivalen a las pozas mientras que las barras centrales representarían los rápidos. La pauta de funcionamiento aquí deducida a partir del mapa de elementos morfosedimentarios (Fig.3) puede interpretarse que se repite de forma similar pero con diferentes dimensiones. Según el modelo de inundación deducible de la figura, el cauce ordinario se constituye como un rosario de lóbulos definidos por la sucesión de barras centrales y tramos rectos que se repiten regularmente en su proceso disipación de energía. Si se amplia la escala de observación, este esquema es equivalente al que forman las barras de acreción de la orla de ribera en la expansión y retorno al cauce de flujos, aunque con una entidad más extensa que en el cauce ordinario. Una morfología similar se repite en la llanura aluvial aunque constituyendo un rosario de lóbulos mucho más amplios. Las diferencias entre los tres ámbitos se derivan de la escala de observación, bien sea espacial o temporal, esta última representada por la magnitud de las crecidas, esto es, su recurrencia.

La transformación de la morfología fluvial con su tendencia a la rectificación, encajamiento y perdida de canales observada en el río Saja, así como para muchos otros ríos, durante el pasado siglo, es atribuible a diversos factores como cambios de usos de suelo o regulación de cauces entre otros. Se ha sugerido, sin embargo, la existencia de una tendencia natural a la incisión (e.g. Gilvear, 1993), también reconocida para los ríos cantábricos (e.g. Fernández Iglesias y Fernández García, 2008; Vázquez Tarrío, 2012), y que pueda suponer, en parte, la respuesta a la reducción de acreción fluvial tras la Pequeña Edad del Hielo (Garzón y Alonso, 2002). Este condicionamiento climático, incide aún más, en la necesidad de gestionar los ríos considerando su capacidad de autoajuste a las variables independientes de caudal, carga y vegetación difícilmente modificables. Otro aspecto equívoco es la idea de que la vegetación constriñe los cauces, y no que es la consecuencia de la mala gestión de las riberas. Favorecer la movilidad geomorfológica de los cauces recuperando su funcionalidad, se acepta actualmente como premisa básica para mejorar el potencial de las riberas para la retención y almacenamiento, tanto de caudal y carga, como de su biomasa (Wohl et al., 2019).

### CONCLUSIONES

El modelo establecido para esta crecida demuestra que la aparente estabilidad del río actual con un canal único constreñido por malecones naturales y artificiales no es eficiente para frenar la magnitud ni el patrón de sus desbordamientos. Es más, incrementa su peligrosidad en avenidas de media y alta magnitud por la falta del espacio eficiente para disipar las altas energías y podría aumentar más aun ante las predicciones de cambio futuro a regímenes de mayor torrencialidad. La escasa competencia de estos ríos para movilizar su grosera carga durante crecidas de baja magnitud ha generado, sin embargo, una falsa confianza sobre su potencia fluvial en avenidas de alta magnitud. Esta reducción del espacio fluvial, si bien es atribuible a causas climáticas o antrópicas indirectas, se ha visto agravada por las constricciones introducidas por obras de defensa y otras actuaciones, que no solo no representan una solución definitiva, sino que son costosas y agravan la problemática. El patrón de inundación establecido permite prever los puntos críticos de desbordamiento, la trayectoria de la inundación en la llanura y acumulación de caudal y carga de retorno al cauce. Las barras susceptibles de recrecimiento pueden obstruir el cauce favoreciendo su ensanchamiento y la bifurcación de canales con socavación de márgenes e incluso posibles avulsiones o cortas. Los lugares mas sensibles están aguas arriba y abajo de rectificaciones y de constreñimientos, a veces, por los propios depósitos del río. La incorporación de los elementos morfosedimentarios a la compresión del funcionamiento del río resulta indispensable para la gestión de áreas inundables y la aminoración de daños y esfuerzos.

### REFERENCIAS

- Brierley, G.J., Fryirs, K.A. (2004). Geomorphology and River Management: Applications of the River Styles Framework. Wiley-Blackwell, 416 pp.
- Fernández Iglesias, E. y Fernández García, M. (2008). La movilidad de cauces en los ríos del NO Peninsular. En: *Trabajos de Geomorfología en España (2006-2008).* (Benavente, J. y Gracia, F. J. Eds.). XI Reunión Nacional de Geomorfología, SEG, Cádiz, 211-214.
- Garzón G., Alonso, A. (2002). Comparison of the flood response of a braided and a meandering river, conditioned by antropogenic and climatic changes. En: *Flood and Megaflood Processes and deposits: Recent and Ancient Examples* (P. Martini, Baker, V.R., Garzón, G. Ed.) Spec. Publs int. Ass. Sediment. 32, 233-250.
- Garzón, G., Garrote, J., Ortega-Becerril, J. A. (2019). La crecida del Saja de 2019: cauces en gravas, vías de intenso desagüe y espacio fluvial. *Restaura Ríos-2019.*,Murcia.
- Gilvear, D.J. (1993). River management and conservation issues on formerly braided river systems; the case of the River Tay, Scotland. *Geological Society, London, Special Publications*, 75, 231-240.
- Restauración del río Saja: Actuaciones en los TT. MM. de Cabezón de la Sal y Mazcuerras. 2010.Memoria 181 pp.
- Schumm, S, 1977. *The Fluvial System*. New York, John Wiley. 338 pp.
- Vázquez Tarrío, D. (2012). Transporte de sedimento como carga de fondo en la cuenca del Río Narcea (Vertiente Norte de la Cordillera Cantábrica). Tesis Doctoral. Universidad de Oviedo, 568 pp.
- Wohl, E., Kramer, N., Ruiz-Villanueva, V., Scott, D.N., Comiti, F., Gurnell, A., M., Piegay, H., Lininger, K., Jaeger, L., Walters, D.M., Fausch, K. (2019). The Natural Wood Regime in Rivers. *BioScience*, 69, 4, 259–273.


# LAS TERRAZAS FLUVIALES CUATERNARIAS DEL RÍO EBRO EN EL ALTO EBRO (INCINILLAS – CONCHAS DE HARO)



A. Soria-Jáuregui (<sup>1</sup>), M.J. González-Amuchastegui (<sup>2</sup>), E. Serrano-Cañadas (<sup>1,3</sup>), J.M. Edeso-Fito (<sup>A</sup>), A. Lopetegi-Galarraga (<sup>A</sup>), M. Duval (<sup>5,6</sup>), J.M. Parés (<sup>6</sup>).

1) G.I.R. "Pangea" Dpto. Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de Valladolid. Plaza del Campus Universitario s/n, 47011-Valladolid. aingerusoria@outlook.com

(2) Dpto. Geografía, Prehistoria y Arqueología, Universidad del País Vasco. C/ Tomás y Valientes/n, 01007-Vitoria-Gasteiz. mj.gonzaleza@ehu.eus

(3) Dpto. Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de Valladolid. Plaza del Campus Universitario s/n, 47011-Valladolid. serranoe@fyl.uva.es

(4) Dpto. Ingeniería Minera y Metalúrgica y Ciencias de los Materiales, Universidad del País Vasco. C/ Rafael Moreno 'Pitxitxi', 2, 48013- Bilbao. josemiguel.edeso@ehu.eus; ane.lopetegui@ehu.eus

(5) Australian Research Centre for Human Evolution, Environmental Futures Research Institute, Griffith University. 170 Kessels Road, Nathan, Australia. m.duval@griffith.edu.au

(6) Programa de Geocronología, Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH). Paseo de Atapuerca, 3. 09002-Burgos. josep.pares@cenieh.es

Abstract (Quaternary fluvial terraces of the Ebro River in the upper Ebro basin (Incinillas-Conchas de Haro): Geomorphological, sedimentological and chronological techniques have been applied to identify and characterize the Quaternary fluvial evolution of the Ebro River in the eastern upper Ebro basin. This investigation identified a sequence of 11 fluvial terraces (T1-T11 from highest to lowest). The highest remnants (up to +140 m above current river level) date back to the Early Pleistocene and the lowest to the Holocene. The fluvial sediments of all terraces except T11 are comprised of well-sorted coarse particles deposited in gravel bars or channels. In contrast, T11 is made up of massive silty sands. Alluvium composed of coarse particles was deposited during cold and dry periods of the Quaternary when sediment delivery to valley bottoms was high. T11 was formed under warmer and wetter conditions, when forest stabilized hillslopes, reducing sediment availability. Thus the fluvial sequence was created in response to the combined action of Quaternary climatic oscillations and uplift.

Palabras clave: Cuaternario, Terrazas Fluviales, Ebro, dataciones Key words: Quaternary, Fluvial Terraces, Ebro, chronology

### INTRODUCCIÓN

La evolución geomorfológica de las cuencas fluviales se caracteriza por la sucesión en el tiempo de procesos erosivos y sedimentarios, a los que se vinculan las terrazas fluviales y cuyos sedimentos conforman verdaderos archivos fluviales que ofrencen información del pasado climático, tectónico o sedimentario de sus respectivas cuencas. En general, la formación y conservación de sistemas de terrazas escalonadas se relaciona con la acción combinada de las oscilaciones climáticas cuaternarias y procesos de levantamiento tectónico (Bridgland y Westaway, 2014).

Los estudios realizados hasta la fecha en la cuenca del Ebro ponen de manifiesto que las terrazas se han formado en respuesta a un levantamiento continuado durante el Cuaternario y a las oscilaciones climáticas a él asociadas (Stange et al., 2016; Lewis et al., 2017). La concatenación en el tiempo de dichos procesos ha generado un sistema de terrazas escalonadas, tanto en el río Ebro como en sus afluentes (Julián, 1996), con el Ebro mostrando un máximo de 11 niveles de terraza a su paso por Navarra (Leránoz, 1993). Las terrazas localizadas en el Alto Ebro han sido caracterizadas en diferentes puntos, sin haber sido correlacionadas hasta ahora (González-Amuchástegui y Serrano, 1996, 2005; Gutiérrez y Serrano, 1998; Cano Flors, 2004). Además, existe un vacío cronológico alrededor de las mismas, con sólo los estudios de Perucha et al. (2015) y Soria-Jáuregui et al. (2016a) ofreciendo datos temporales.

Este trabajo presenta un avance sobre el contexto paleohidrológico durante el cual se generó la secuencia de terrazas del Alto Ebro. A partir de estudios previos realizados (Cano Flors, 2004, Soria-Jáuregui et al., 2016 a y b), este trabajo completa vacíos existentes referidos a la identificación de nuevos niveles fluviales, la caracterización sedimentaria de diversos depósitos, su datación y se realiza por primera vez una correlación de las terrazas del Alto Ebro.

### LOCALIZACIÓN

La cuenca hidrográfica del Ebro se localiza en el norte de la Península y ocupa una superficie de unos 85.000 km<sup>2</sup>. El río Ebro sigue una dirección NW-SE, desde la Cordillera Cantábrica hasta el mar Mediterráneo. El área de estudio se sitúa a 120 km de su nacimiento y se extiende 109 km, desde los Cañones del Ebro hasta el inicio de la Depresión del Ebro (Fig. 1).

El estudio se centra en el sector superior de la cuenca, localizado en el límite meridional de la cuenca Vasco-Cantábrica, sinclinorio compuesto por materiales cretácicos y paleógenos sedimentarios tanto marinos como continentales (Feuillée and Rat, 1971; Floquet, 1991; Pluchery, 1995). El Alto Ebro queda separado de la Depresión por el cabalgamiento sur-pirenaico occidental, habiendo sido un área endorreica al menos durante el Tortoniense (Ramírez del Pozo, 1973). La conexión entre ambas unidades se produjo durante el Mioceno Superior–Plioceno Inferior (Gonzalo Moreno, 1979).





Fig. 1: Mapa de localización del área de estudio y distribución espacial de las terrazas fluviales.

La zona de estudio se enmarca en el occidente del Alto Ebro, donde los materiales se articulan conformando una tectónica eyectiva. El río Ebro adapta su trazado a la estructura y circula por los sinclinales y atraviesa los anticlinales formando cluses (Fig. 1). El río Ebro recorre los sinclinales de Valdivielso, Tobalina y Miranda-Treviño, estructuras conformes labradas sobre materiales calcáreos cretácicos y parcialmente

colmatados por una serie terciaria de conglomerados, areniscas, arcillas y calizas (Olivé Davó y Ramírez del Pozo, 1979). Sobre estos materiales se han depositado glacis, terrazas fluviales y acumulaciones tobáceas cuaternarias (González Amuchastegui y Serrano, 1996).

### METODOLOGÍA

Para redefinir, precisar y correlacionar las terrazas fluviales se han empleado fuentes cartográficas antiguas, cartografía elaborada para la construcción de infraestructuras hidráulicas, ortofotos, cartografía geológica, los mapas de los trabajos previos mencionados, así como el MDT público de 5 m obtenido a partir de una imagen LIDAR. Esta información fue validada en jornadas de campo y procesada en QGIS.

El muestreo de las unidades sedimentarias se realizó en cortes naturales y canteras sobre los que se recogieron muestras, se levantaron columnas litoestratigráficas y se desarrolló el estudio litológico, granulométrico y morfométrico de los sedimentos fluviales (Cailleux y Tricart, 1963). La identificación de los elementos arquitecturales y litofacies más importantes permitieron la caracterización de los ambientes sedimentarios fluviales (Miall, 1996).

Se tomaron 5 muestras para su análisis mediante Resonancia Paramagnética Electrónica (ESR, Electron Spin Resonance) y paleomagnetismo. La datación ESR de granos de cuarzo sedimentarios blanqueados ópticamente se basa en la puesta a cero de la señal ESR durante el transporte del sedimento, (ver Duval, 2018). Las muestras ESR y paleomagnetismo fueron procesadas en el laboratorio de Geocronología del CENIEH en Burgos. Las muestras ESR se analizaron según el protocolo estándar descrito en Duval et al. (2015). De acuerdo con el método de los centros múltiples, en cada muestra se midieron las señales ESR asociadas a los centros paramagnéticos del Aluminio (Al) y Titanio (Ti), con el objetivo de identificar un posible blanqueo incompleto durante el transporte fluvial del sedimento. En relación al paleomagnetismo, se tomaron una serie de muestras cilíndricas orientadas en el campo que fueron analizadas mediante un proceso estándar de desmagnetización a fin de obtener direcciones características.

#### RESULTADOS

El análisis geomorfológico y sedimentológico, así como los resultados cronológicos preliminares, demuestran la existencia de un sistema de terrazas fluviales compuesto por 11 niveles en este sector del Alto Ebro, siendo la T1 la más alta y la T11, la más baja.

Las terrazas se escalonan desde una altura máxima de 140 m hasta un mínimo de 4 m sobre el río Ebro. Todas ellas se definen como terrazas tipo "strath", ya que los depósitos se asientan sobre el substrato mioceno. La distribución de las terrazas es heterogénea, son más numerosas a medida que se avanza a la cuenca de Miranda, y las terrazas más bajas son las mejor conservadas (Fig. 1). Su distribución longitudinal muestra una nítida separación vertical entre la T1 y la T2 (49 m), disminuyendo hacia los niveles inferiores de la secuencia (4-6 m) (Fig. 2).

Sedimentológicamente, las terrazas se agrupan en dos tipos. La T11, a su paso por las cuencas de Tobalina y Miranda, conforma un nivel masivo de limos y arenas con presencia de bioturbación a techo y abundantes precipitaciones de carbonatos. El resto de niveles están formados por gravas y canto bien clasificados, imbricados y englobados en una matriz arenosa.





Fig. 2: Perfil longitudinal del río Ebro en el área de estudio y la distribución longitudinal de las terrazas.

Se agrupan formando barras o canales de diverso tamaño, en algunos casos de carácter decamétrico.

Las muestras datadas se tomaron en la T1 y T2 en Miranda. Los resultados provisionales indican que estos depósitos se remontan al Pleistoceno inferior, probablemente pre-Jaramillo, en consonancia con los resultados paleomagnéticos, cuyo análisis arroja una polaridad inversa para la terraza T2. Las dataciones numéricas existentes en estudios previos sitúan temporalmente diversos niveles de terraza. La terraza T3 data más allá de los 100 ka; la T4 tendría una edad mínima de 160 ka; la T6 presenta una edad mínima, en este caso de 40 ka; la T6 presenta una edad mínima, en este caso de 40 ka; la T8 data del 70  $\pm$  5 ka; la terraza T10 tiene una edad de 13 ka; y el nivel T11 data del 10 ka (González-Amuchastegui y Serrano, 2005; Soria-Jáuregui et al., 2016a y b).

### DISCUSIÓN

La similitud textural de las terrazas apunta a unas condiciones paleohidrológicas similares durante su sedimentación. Su análisis indica ambientes de alta energía y una elevada disponibilidad sedimentaria. En los relieves circundantes de la Cuenca del Ebro se ha demostrado que es durante las fases frías y áridas del Cuaternario cuando los niveles de erosión en las vertientes son más elevados y se da una mayor transmisión de dichos sedimentos hacia el fondo de valle (González Sampériz et al., 2006). Otro elemento a tener en cuenta es que en las cabeceras cantábricas del Ebro se desarrollaron condiciones tanto glaciares (Serrano et al., 2016) como periglaciares (González-Amuchastegui y Serrano, 2015) durante las fases frías por lo que la producción de sedimentos sería elevada.

La T11 supone la excepción ya que sus características sedimentológicas muestran un cambio en la disponibilidad sedimentaria. La acumulación de finos se relaciona con unas condiciones de biostasia en los relieves circundantes. El papel protector de la cobertera vegetal provocaba bajas tasas de erosión y una limitada transmisión de sedimentos a los fondos de valle (González Sampériz et al., 2006). Esto se ratifica por el relleno tobáceo de numerosos valles afluentes del río Ebro en este sector (González-Amuchastegui y Serrano-Cañadas, 2015).

En cuanto a la incisión de las terrazas, la secuencia escalonada de terrazas tipo 'strath' evidencia una dinámica fluvial erosiva continuada, salpicada por fases puntuales de agradación. Estas terrazas han sido utilizadas para el cálculo de tasas de incisión (Sancho et al., 2016; Stange et al., 2016; Lewis et al., 2017). Desafortunadamente, los datos cronológicos preliminares impiden dar cifras de dichas tasas. Soria-Jáuregui et al (2016a) ofrecían datos de tasas de incisión máxima de la cuenca de Miranda que ascendían a 0,98 m/ka. Es complicado relacionar la incisión fluvial con un único mecanismo generador de a misma. No obstante, en la cuenca del Ebro, esta incisión continuada se relaciona con la acción combinada de movimientos de levantamiento y los cambios climáticos cuaternarios (Sancho et al., 2016; Stange et al., 2016; Lewis et al., 2017). Dada la posición del área de estudio en el norte de la Península Ibérica, el levantamiento registrado puede estar relacionado con el acortamiento experimentado en el norte de la Península durante el Cuaternario como consecuencia de la convergencia entre Iberia y Europa (Álvarez-Marrón et al., 2008) o debido a ajustes isostáticos como consecuencia del vaciado parcial de la cuenca del Ebro (García-Castellanos y Larrasoaña, 2015).

La incisión fluvial que forma la terraza T11 supone una excepción a este modelo, ya que probablemente se relaciona con la deforestación de origen antrópico que se produjo en el Alto Ebro a partir del ~5 ka (Montes y



Alday, 2011). Este proceso incisivo sería consecuencia del aumento de la escorrentía generado por la desaparición parcial de la cubierta arbórea.

### CONCLUSIONES

El río Ebro a su paso por la mitad oriental de su cuenca alta ha labrado una secuencia de terrazas formadas por 11 niveles. Las primeras fases de acumulación se remontan al Pleistoceno inferior (T1-T2) mientras que la más reciente se produce en el Holoceno (T11). Los datos indican que los principales factores que gobiernan la evolución fluvial del río Ebro son los cambios climáticos cuaternarios y los procesos de levantamiento. Además, la impronta antrópica se hace patente con la formación de la terraza T11.

**Agradecimientos:** Esta investigación ha sido ejecutada al amparo del Grupo de Investigación del Sistema Universitario Vasco IT-622-13.

### REFERENCIAS

- Álvarez-Marrón, J., Hetzel, R., Niedermann, S., Menéndez, R., Marquínez, J. (2008). Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma in age at the coast of northern Spain: a multiple cosmogenic nuclide approach. *Geomorphology*, 93, 316–334.
- Bridgland, D.R., Westaway, R. (2014). Quaternary fluvial archives and landscape evolution: a global synthesis. *Proc. Geol. Assoc.*, 125, 600–629.
- Cailleux, A., Tricart, J. (1963). *Initiation B l'étude de sables et de galets*. CDU, París.
- Cano Flors, F. (2004). *Cartografía geomorfológica del valle de Valdivielso (Burgos)*. Trabajo de Fin de Máster, Universidad de Valladolid, Valladolid (España).
- Duval, M., Sancho, C., Calle, M., Guilarte, V., Peña-Monné, J.L. (2015). On the interest of using the Multiple Center approach in ESR dating of optically bleached quartz grains: some examples from the Early Pleistocene terraces of the Alcanadre River (Ebro basin, Spain). *Quaternary Geochronology*, 29, pp. 58-69.
- Duval, M. (2018). Sobre el potencial de la Resonancia Paramagnética Electrónica como herramienta geocronologica en contexto geoarqueológico: un resumen de 30 años de investigación en la Península Ibérica. Boletín Geológico y Minero, 129 (1-2), 35-57.
- Feuillée, P., Rat, P. (1971). Structures et paléogéographies pyrénéocantabriques. En: *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne* (J. Debyser, X. Le Pichon, L. Montadert). Publications del'Institut Français du Pétrole, Collection Colloques et Séminaires 22, Paris (Francia), 1-48.
- Floquet, M. (1991). La plate-forme nord-castillane au Crétacé Supérieur. Arrière-pays ibérique de la marge passive bascocantabrique. Sédimentation et vie. Tesis Doctoral, Universidad de Dijon, Dijon (Francia), 925 pp.
- García-Castellanos, D., Larrasoaña, J.C. (2015). Quantifying the post-tectonic topographic evolution of closed basins: the Ebro basin (northeast Iberia). *Geology*, 43, 663–666.
- González-Amuchastegui, M.J., Serrano-Cañadas, E. (1996). Cartografía geomorfológica del valle de Tobalina (Burgos). *Cuadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 21, 737-748.
- González-Amuchastegui, M.J., Serrano-Cañadas, E. (2005). Quaternary tufa buildup stages in Mediterranean-Cantabric transitional environment (High Ebro Basin, Nothern Spain). *Sixth International Conference on Geomorphology*, Zaragoza, 225.
- González-Amuchástegui, M.J., Serrano-Cañadas, E. (2015). Tufa buildups, landscape evolution and human impact during the Holocene in the Upper Ebro Basin. *Quaternary International*, 364, 54–64.

- González Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Jalut, G., García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Otto, T., Dedoubat, J.J. (2006). Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Res*, 66, 38–52.
- Gonzalo Moreno, A.N. (1979). La Rioja. Análisis de Geomorfología estructural. Instituto de Estudios Riojanos, Logroño, Spain.
- Gutiérrez, A., Serrano, E. (1998). El yacimiento del Paleolítico medio de la "Ermita del Abra" (Campoo de Suso, Cantabria). Aproximación cultural, cronológica y geomorfológica. *Cuaternario y Geomorfología*, 12, 27–39.
- Julián, A. (1996). Cartografía y correlación general de las acumulaciones cuaternarias de la Depresión del Ebro. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, Zaragoza (España), 579 pp.
- Leránoz, B. (1993). Terrazas y glacis del río Ebro en Navarra. *El Cuaternario en España y Portugal*, 1, 119–128.
- Lewis, C.J., Sancho, C., McDonald, E.V., Peña-Monné, J.L., Pueyo, E.L., Rhodes, E., Calle, M., Soto, R. (2017). Posttectonic landscape evolution in NE Iberia using staircase terraces: combined effects of uplift and climate. *Geomorphology*, 292, 85–103.
- Miall, A.D. (1996). The geology of fluvial deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 582 pp.
- Montes, L., Alday, A. (2011). Enredados en la malla neolítica de la cuenca del río Ebro. Redes,continuidades y cambios. *Rubricatum*, 5, 51–60.
- Olive Davó, Á., Ramírez del Pozo, J. (1979). *Memoria del mapa geológico de España a escala 1:50.000, hoja de Miranda de Ebro*. Madrid: I.G.M.E..
- Perucha, M.A., Medialdea, A., Mediato, J.F., Salazar, A. (2015). Contribución al conocimiento de la cronología de los depósitos de terraza de los ríos Ebro e Híjar en la zona de reinosa (Cantabria). Actas de la XIV Reunión Nacional de Cuaternario, Granada (España), 20-23.
- Pluchery, E. (1995). Cycles de dépôts du continent à l'Ocean: les séries d'âge Maastrichtien supérieur à Éocène moyen de la marge basco-cantabrique et de son arrière pays ibérique. Tesis Doctoral, Universidad de Bourgogne, Dijon (Francia), 324 pp.
- Ramírez, del Pozo, J. (1973). Síntesis geológica de la provincia de Álava. Caja de Ahorros Municipal de la Ciudad de Vitoria, Vitoria, 66 pp.
- Sancho, C., Calle, M., Peña-Monné, J.L., Duval, M., Oliva-Urcía, B., Pueyo, E.L., Benito, G., Moreno, A., 2016. Dating the earliest Pleistocene alluvial terrace of the Alcanadre River (Ebro Basin, NE Spain): insights into the landscape evolution and involved processes. *Quaternary International*, 407, 86–95.
- Serrano, E., Gonzalez-Trueba, J.J., Pellitero, R., Gomez-Lende, M. (2016). Quaternary glacial history of the Cantabrian Mountains of northern Spain: a new synthesis. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 433, 55-85.
- Soria-Jáuregui, A., González-Amuchástegui, M.J., Mauz, B., Lang, A., (2016a). Dynamics of Mediterranean late Quaternary fluvial activity: an example from the River Ebro (north Iberian Peninsula). *Geomorphology*, 268, 110–122.
- Soria-Jáuregui, A., Serrano-Cañadas, E., González-Amuchastegui, M.J. (2016b). Fluvial terraces in the Tobalina Valley, Ebro basin (N. Spain). Actas del FLAG Biennial Meeting, Kielce-Suchedniów (Poland), 90-91.
- Soria-Jáuregui, A., Anton, L., Jimenez-Cantizano, F. (2018). Geomorphic and tectonic implications of the endorheic to exorheic transition of the Ebro River system in northeast Iberia. *Quaternary Research*, 91, 472-492.
- Stange, K.M., Van Balen, R.T., Garcia-Castellanos, D., Cloetingh, S. (2016). Numerical modelling of Quaternary terrace staircase formation in the Ebro foreland basin, southern Pyrenees, NE Iberia. *Basin Research*, 28, 124– 146.



# APORTACIÓN AL ESTUDIO FINIPLEISTOCENO Y HOLOCENO DE LA VERTIENTE SUR DE LA CORDILLERA CANTÁBRICA A PARTIR DEL MODELADO FLUVIAL DE UN VALLE DEL ALTO PISUERGA, PALENCIA



A. Pisabarro<sup>(1)</sup>, E. Serrano<sup>(1)</sup>

(1) Dpto. Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de Valladolid. Plaza del Campus s/n, 47011, Valladolid. alfonso.pisabarro@uva.es, serranoe@fyl.uva.es

Abstract (Contribution to the finipleistocene and holocene study of the southern slope of the Cantabrian Mountains from the fluvial modeling of the northern valleys of Alto Pisuerga, Palencia): Through the analysis, sedimentological description and the radiocarbon dating in four points of the same lithostratigraphic profile of the valley bottom, an attempt was made to obtain a framework for the Holocene modeling of the southern slope of the center of the Cantabrian Mountains. The study was carried out in one of the valleys of Alto Pisuerga, which is characterized by intense aggradation caused by intense episodes of snowmelt. This has allowed the identification of rhythms and sedimentary characteristics that indicate notable changes in hillside and fluvial Holocene charge, as well as a possible human intervention from around 5,500 BP.

Palabras clave: Cordillera Cantábrica, Holoceno, Geomorfología, Montaña Key words: Cantabrian Mountains, Holocene, Geomorphology, Mountain

## INTRODUCCIÓN

El estudio de los fondos de valle en el Alto Pisuerga implica el análisis de varios elementos indisociables por su interconexión. Estos son el nivel de terraza que estructura el fondo de valle, los conos aluviales, las capturas y el dinamismo fluvial. A pesar de la convivencia de estos elementos, los valles más característicos tienen un fondo plano y es habitual que se asimilen como una derivada de los valles asimétricos (Gutiérrez Elorza, 2008). En ellos el lecho se compone de depósitos heterométricos mal clasificados procedentes de las laderas y por sedimentos que han sufrido un cierto transporte longitudinal en un flujo de agua de alta densidad debido a la fusión nival. Se llegan a desarrollar espesores de gran potencia, entre 1 y 3 m que sirven de conexión entre las laderas y el fondo de valle. Este espacio de conexión es importante a nivel sistémico conectando depósitos aluviales, coluviales y siendo un espacio preferente el análisis de las alteraciones humanas del medio físico (Wohl, 2015).

## LOCALIZACIÓN

Los valles septentrionales con cauces tributarios del Alto Pisuerga (Areños, Casavegas, Camasobres y Riocerezo) son pequeños valles de la vertiente Sur de la Cordillera Cantábrica al norte de la provincia de Palencia. Drenan un espacio montano a una altitud entre los 1.700 m y los 1.300 m. Son valles expuestos a las masas de aire frías y húmedas procedentes del Cantábrico ya que las alineaciones montañosas destacadas se sitúan hacia el Oeste (Fuentes Carrionas) y hacia el Este (Sierra Labra). El perfil estudiado con detalle (Figs. 2 y 3) se encuentra en el valle de Casavegas, en contacto con la divisoria cantábrica y con la comarca de Liébana. Estos valles están adaptados a un relieve estructural de crestas y surcos derivados de estructuras geológicas plegadas y fracturadas sobre materiales deleznables del Carbonífero (Martín Merino, 2014). El intenso aprovechamiento ganadero tradicional, las heladas y sobre todo el agua de fusión de las grandes nevadas han retocado el modelado de estos valles (Nossin, 1959). Son valles de fondo plano que han sufrido intensos procesos de agradación de hasta 2 metros, por sedimentos procedentes de las laderas inmediatas (Figs. 2 y 3).



Fig. 1 Localización de la cuenca alta del Pisuerga. En la imagen superior se indica con una circunferencia los valles analizados en profundidad.





Fig. 2: Perfil estudiado en el valle de Casavegas

### RESULTADOS

En el perfil estudiado, los tres primeros niveles han sido datados y se corresponden al período que va desde el final del LGM hasta el comienzo del Holoceno (Figs. 4 y 5). Estos son claramente de origen fluvial y estructuran la terraza de fondo de valle. El primer nivel AC-1 es un nivel compuesto por un 72% de bloques redondeados con un calibre de hasta 60 cm de origen fluvial. Este correspondería a dinámicas torrenciales muy competentes en una etapa próxima al final del LGM.



Fig. 3: Valle de Casavegas con el río Hontanillas meandriforme en el fondo incidiendo sobre el cono coluvial de su margen derecha donde se encuentra el depósito estudiado (AC). T7 y T8 (terrazas); GT-2 y GT-3 (glacis-terraza).

### **METODOLOGÍA**

A partir del trabajo de campo se ha identificado este depósito favorable a la interpretación de los cambios morfológicos en la conexión entre los depósitos coluviales y los depósitos aluviales.

En el campo se realiza una descripción litoestratigráfica detallada de las texturas gruesas y se toman muestras de sedimento en 6 niveles para su análisis en laboratorio. Se han obtenido resultados de granulometría de la fracción fina (Folk y Ward, 1957), color, materia orgánica (Gale y Hoare, 1991) y contenido en sedimentos magnéticos (Roman et al. 2013).

Para realizar las dataciones del sedimento fino por radiocarbono, AMS (accelerator mass spectometry) enviadas al laboratorio de la Queens University de Belfast, se han extraído 4 muestras adicionales de unos 50 g.



Fig. 4: Distribución granulométrica, datación e interpretación paleoclimática.







Fig. 5: Perfil litoestratigráfico de Casavegas. A la derecha códigos de facies de Miall; Gm: Gravas masivas, Fm: Finos masivos; P: Pedogénesis; C: Carbonatos.

El nivel AC-2 es muy estrecho y está compuesto por

finos mayoritariamente. Es un período con escaso transporte que se entiende caracterizado por un clima más seco. AC-3 Es un nivel con predominio de gruesos, un 68%, bloques y cantos redondeados en su mayoría, que alcanzan los 20 cm de diámetro en disposición planar. Se interpreta como un depósito de terraza fluvial, ligado a un contexto climático contrastado en el que se combinan episodios de saturación nival con otros más secos y cálidos (2,5YR 7/6) y episodios torrenciales fluviales con algún aporte de ladera.

En la mitad superior del depósito (AC-4, 5 y 6) se sitúan los depósitos de ladera procedentes del cono coluvial situado por encima. AC-4. Es un nivel masivo en el que predominan los finos con un 75%. Este nivel se deposita en la primera mitad del Holoceno AC-5: Es un nivel con una presencia de gruesos del 44%. Estos son heterométricos, angulosos y subangulosos, siendo el centilo de 15 cm de diámetro. Este cambio en la composición a mitad del Holoceno indica un cambio en las condiciones ambientales. AC-6: Es un nivel compuesto por limos y arenas muy finas sin presencia de gruesos propio de ambientes con escasa energía.

### DISCUSIÓN

El análisis de la fracción gruesa distingue claramente la existencia de 2 fases de acumulación ligadas a sistemas fluviales, de elevada competencia (AC1 y AC3) con bloques redondeados, el primero de ellos muy superior y que forma el primer depósito por encima del sustrato. En estos dos niveles las dataciones de radiocarbono aproximan dos períodos de deglaciación; AC-1 se adscribe a lo que sería un período de deglaciación cercano al segundo impulso del Máximo Glaciar, y el AC-3 coetáneo al Younger Dryas (Serrano et al., 2013). En los valles cercanos (Pisuerga, Camasobres, Areños y Riocerezo) se repite esta secuencia con presencia en la base de los perfiles de depósitos gruesos masivos con cantos de gran calibre en el fondo, intercalados por una secuencia fina.

La llegada del Holoceno marcaría un segundo grupo de niveles de carácter coluvial. El abundante espesor de AC-4 indica una mayor producción de sedimentos en la primera etapa del Holoceno que puede deberse a una mayor disponibilidad hídrica que la actual y mayor que la del final del Pleistoceno.

La textura mayoritariamente gruesa del estrato AC-5 depositado según la datación a partir de la segunda mitad del Holoceno obedece a un repunte de la energía del flujo que lo ha depositado, posiblemente adscrito al Subboreal después de la fase de clima Oceánico del AC-4 y previa al período histórico y al desarrollo de suelos. Sin embargo este cambio en el clima no parece suficiente. Se han detectado indicios de una posible incidencia humana a través de los cambios de usos e incendios relacionados coetáneos con la aparición de pólenes de géneros de matorral (Menéndez Amor y Florschütz, 1963) en áreas



cercanas de la Cordillera Cantábrica vinculados con posibles incendios (Carracedo et al., 2018) identificados también en la construcción de tobas (González Amuchástegui y Serrano, 2015). Es un depósito compuesto mayoritariamente por gravas, escasez de finos y ausencia de cantos. Además, el calibre de la fracción arenosa es mayor que en el resto de los estratos a excepción del AC-1 y por lo tanto se entiende una deposición bajo unas condiciones más enérgicas.

Los estratos AC-2, AC-4 y AC-6 tienen un comportamiento similar, tanto en la fracción arenosa, como en el rechazo de gruesos y en la pérdida de limos y arcillas. Son claramente momentos de sedimentación tranquila disimétricos hacia finos y en general tienen un grado de clasificación muy bueno. Responden a un tipo de flujos de agua de alta densidad que favorecen la erosión laminar generada por la fusión nival al movilizar litologías deleznables, como la Fm. Ojosa compuesta mayoritariamente por lutitas. En el caso de AC-6, el gran contenido en arcillas y la ausencia de gruesos, indica una suavización del clima y una disminución de las nevadas que debió ocurrir entre la época final del período romano y la Alta Edad Media.

La distribución de los niveles de gruesos y finos en el perfil estudiado se ha podido apreciar en otros valles como los mencionados anteriormente (Fig. 6).



Fig. 6: Talud en el valle del Pisuerga al sur de San Salvador de Cantamuda. Se perfilan dos fases de acumulación de depósitos gruesos siguiendo el patrón destacado en la terraza fluvial y que se repite en otros puntos del área objeto de estudio que requieren de una explicación más profunda y extensa.

## CONCLUSIONES

Se ha constatado una secuencia sedimentaria finipleistocena y holocena en uno de los valles del Alto Pisuerga que ofrece un marco de trabajo para el conjunto de la Cordillera Cantábrica. Este marco indica que los depósitos de fondo de valle responden a dos fases dinámicas diferenciadas, la primera dominada por un transporte fluvial de gran calibre asociado a las últimas glaciaciones y una segunda marcada por el avance de las laderas. En esta segunda fase se puede apreciar como se produce un cambio brusco en las condiciones ambientales que parece estar marcado por la intervención del ser humano en el medio físico.

**Agradecimientos:** Investigación financiada por el MECD (FPU13/05837) apoyada por el proyecto CGL2015-68144-R MINECO. A Manuel, Gómez Lende, Ramón Pellitero, Patricia Fidalgo, Alberto Merino, Raúl Gutiérrez, y Víctor Martínez por su ayuda en el trabajo de campo.

## REFERENCIAS

- Carracedo, V., Cunill, R., García Codron, J.C., Pèlachs, A., Pérez-Obiol, R., Soriano, J.M. (2018). History of fires and vegetation since the Neolithic in the Cantabrian Mountains (Spain). Land Degradation and Development, 29, 2060–2072.
- Folk, R.L., Ward, W.C. (1957). Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Research, 27, 3-26.
- Gale, S.J., Hoare, P.G. (1991). Quaternary sediments: petrographic methods for the study of unlithified rocks. Belhaven Press, New York, 323 p.
- González Amuchastegui, M.J., Serrano, E. (2015). Tufa buildups, landscape evolution and human impact during the Holocene in the Upper Ebro Basin. Quaternary International, 364, 54-64.
- Gutiérrez Elorza, M. (2008). Geomorfología. Pearson-Prentice Hall, Madrid, 898 p.
- Martín Merino, G. (2014). La geología del área del pisuerga (sureste de la zona cantábrica): estratigrafía y evolución tectonosedimentaria de cuencas transportadas (piggyback) pensilvánicas (tesis doctoral). Universidad de Salamanca, Salamanca.
- Menéndez-Amor, J., Florschütz, F. (1963). Sur les éléments steppiques dans la végétation quaternaire de l'Espagne. Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica, 61(1), 123-133.
- Nossin, J.J. (1959). Geomorphological aspects of the Pisuerga drainage area in the Cantabrian Mountains. Leidse Geologische Mededellingen, 24, 283–406.
- Roman, S.A., Johnson, W.C., Geiss, C.E., (2013). Grass fires—an unlikely process to explain the magnetic properties of prairie soils. Geophysical Journal International, 195(3), 1566-1575.
- Serrano, E., González Trueba, J.J., Pellitero, R., González García, M., Gómez Lende, M. (2013). Quaternary glacial evolution in the Central Cantabrian Mountains (Northern Spain). Geomorphology, 196, 65–82.
- Wohl, E. (2014). Rivers in the landscape: science and management. Wiley-Blackwell, 318 p.



# EL PLEISTOCENO MEDIO Y SUPERIOR EN LA SECUENCIA CENERAL DE LAS TERRAZAS DEL GUADALQUIVIR (SGTG): NUEVAS DATACIONES POR LUMINISCENCIA DE LA T12 Y T13 EN LA RINCONADA (SW DE ESPAÑA)



R. Baena<sup>(1)</sup>, P.P. Cunha<sup>(2)</sup>, I.C. Guerrero<sup>(1)</sup>, J.J. Fernández<sup>(3)</sup>, M. Cortés<sup>(4)</sup>, P.G. Silva<sup>(5)</sup>, M. Simón<sup>(4)</sup>, A.S. Murray<sup>(6)</sup>, J.P. Buylaert<sup>(7)</sup>

(1) Dpto. Geografía Física y A.G.R., Facultad de Geografía e Historia. Universidad de Sevilla. C/ María de Padilla, s/nº, 41004-Sevilla. España. <u>baena@us.es, inmaguer@us.es</u>

(2) Earth Sciences Department. Marine and Environmental Sciences Centre (MARE). Universidade de Coimbra, Rua Silvio Lima, Pólo II, 3030-790-Coimbra, Portugal. pcunha@dct.uc.pt

(3) Seminario Francisco Sousa: Geomorfología, Paleontología y Arqueología. Universidad de Sevilla-Ayuntamiento de La Rinconada. Avda. Los Chapatales, s/nº, 41309-La Rinconada (Sevilla).España. <u>cultura@aytolarinconada.es</u>

(4) Dpto. Prehistoria y Arqueología, Facultad de Geografía e Historia. Universidad de Sevilla. C/ María de Padilla, s/nº, 41004-Sevilla. España. mcortes@us.es, msimon@us.es

(5) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Superior de Ávila, Universidad de Salamanca. Avda. Hornos Caleros, 50, 05003-Ávila. España. pgsilva@usal.es

(6) Nordic Laboratory for Luminiscence Dating. Aarhus University, Risø DTU, Denmark. annu@dtu.dk

(7) Centre for Nuclear Technologies, Technical University of Denmark, Risø Campus, Denmark. jabu@dtu.dk

Abstract (The Middle and Upper Pleistocene in the General Sequence of the Guadalquivir River Terraces (GSGT): new luminescence ages from the T12 and T13 terraces (La Rinconada, SW Spain): This work includes the luminescence dating (quartz-OSL, plRIR on K-feldespar and TL) of the T12 and T13 terraces of the Guadalquivir River near La Rinconada (Seville). Lithic Achelense industry is located from the basal USLC-1 unit of T12, together with remains of macromammal fauna. The results obtained of the analysis of the T12 terrace in "Sando-La Cabaña" show that the age or the unit lower in the terrace is older than 240 ka, probably, corresponding to MIS12-MIS11 or MIS10-MIS9. The upper part of the alluvial formation of the T13 presents an absolute age (quartz-OSL) of ca.75 ka (MIS5a).

**Palabras clave:** Datación por Luminiscencia, Terrazas Río Guadalquivir, Cronoestratigrafía, Pleistoceno Medio y Superior **Key words**: Luminescence dating, Terraces Guadalquivir River, Chronostratigraphic, Middle and Upper Pleistocene

### **INTRODUCCIÓN**

Desde la diferenciación de los conjuntos de terrazas Altas (T5 a T9) y Medias (T10 a T12) en la Secuencia General de las terrazas del Guadalquivir (SGTG; Baena, 1993), estas venían representando el Pleistoceno Medio fluvial de cronología más reciente de 780 ka. en base a la correlación de los resultados de polaridad normal disponibles en sus terrazas con época Brunhes (Baena y Díaz del Olmo, 1994). Ello supuso incluir, para el sector Carmona-Sevilla, las 8 terrazas desde la T5 (+145-160 m) a la T12 (+26-32 m) en una horquilla temporal de menos de 700 ka, algo improbable, dada su altura y elevado número, aunque aún defendido por algunos autores que sitúan el tránsito Pleistoceno Medio-Superior en la T11 (Caro et al., 2011). Sin embargo, los nuevos análisis paleomagnéticos de las terrazas Medias y Altas (Baena y Guerrero, 2011; Baena et al., 2017), con polaridad inversa en la T8 en Carmona (época Matuvama próxima al cambio de polaridad M/B); junto con las dataciones absolutas (TL) de más de 150 ka obtenidas en la T12 en "Jarillas" (Baena et al., 2014), permiten restringir el Pleistoceno Medio en la SGTG, a los niveles comprendidos entre la T9 (+80-86 m) y la T12 como última terraza media.

El objetivo de este trabajo es aportar nuevas dataciones mediante Termoluminiscencia (TL), Optically Stimulated Luminiscence en granos de cuarzo (OSL) y post-IR Infrared Stimulated Luminiscence (pIRIR) en feldespato, de las arenas aluviales de la T12 y T13. Con ello, se pretende confirmar y completar los datos obtenidos en la litoestratigrafía de la terraza de "Las Jarillas", donde se integra un pleno Pleistoceno Medio final al que, localmente, se le puede superponer de modo lateral, una dinámica erosiva de meandros colmatados durante el Pleistoceno Superior (Baena et al., 2014).

### ÁREA DE ESTUDIO

En el valle inferior del Guadalquivir por su margen izquierda y al noreste de la ciudad de Sevilla, el municipio de La Rinconada contiene en su término los cinco últimos niveles de terraza (T10 a T14) que integran la SGTG (Fig. 1). Estas se disponen solapadas con superposición de aluvionamientos y sobre ellos, suelos rojos (luvisol cálcico con Bt/Bk o Ck) y pardo-rojizos (luvisol cálcico con Bw, Bt, Bk o Cg) además de otras formaciones post-aluviales (lacustres, terrazas y fondos de valle de arroyos). Los niveles altos corresponden a las primeras terrazas Medias T10 ("Saltillo") y T11 ("Tarazona"), situadas en el extremo suroriental del municipio, con alturas relativas que oscilan entre los +65-71 m v los +45-60 m (Fig. 1). Les siguen la T12 a +26-32 m, la más extensa, con un relleno sedimentario que supera los 17 m; y, separada de la anterior por un marcado escarpe erosivo, también la T13 o terraza de "San José" a +13-18 m y con más de 10 m de potencia. Por último se encuentra la "Llanura de La Rinconada" (T14), inmediata al río y a cotas de +8-9 m, donde dominan los materiales finos en su parte



superior sobre amplios channel lag de gravas y arenas, erosivos sobre las margas azules miocenas.



Fig.1: Situación de las explotaciones de áridos muestreadas sobre la cartografía geomorfológica de las terrazas del Guadalquivir en el municipio de La Rinconada.

## **METODOLOGÍA**

Dos terrazas próximas (T12 y T13), ubicadas al sur de San José, se han muestreado para su datación por luminiscencia. A ellas se tuvo acceso a través de los cortes existentes en sendas explotaciones de áridos denominadas "Sando-La Cabaña" y "Occidental de áridos" (Fig. 1). De las cuatro Coimbra (Portugal) y las mediciones de las dosis de cuarzo OSL y pIRIR, se realizaron en el Nordic Laboratory for Luminescence Datin (Dinamarca). Dado que las tasas de radiación ambiental (Dose rate) de las muestras RINCON-1 y 2 eran demasiado altas, las señales de cuarzo OSL y de feldespato pIRIR resultaron saturadas (Tabla 1). Por ello, sólo se han podido obtener las edades mínimas, entendiendo como más correctas las del feldespato por ser un procedimiento que permite datar muestras de mayor antigüedad (Buylaert et al., 2012). Respecto a la muestra RINCON-3, su datación ha sido posible mediante los dos procedimientos OSL, obteniéndose edades similares para ambas señales y también mediante TL (OCC-1), la cual resultó algo más reciente, lo que plantea un desfase entre métodos de entre 15 y 16 ka (Tabla 1).

### RESULTADOS

## La terraza T12 en "Las Jarillas"

Último nivel de las terrazas medias y de carácter complejo en sus aluvionamientos, tradicionalmente ha sido adscrita al tránsito Pleistoceno Medio-Superior en base a sus restos paleontológicos de *Elephas (Palaeoloxodon) antiquus* (Aguirre et al., 1973). Se trata de la terraza con mayor número de restos líticos encontrados en explotaciones de áridos, muchas hoy desaparecidas, y entre las que destacan: "Antiguos Viveros", con restos de *Equus hydruntinus* y *Elephas antiquus* junto a industria lítica del Achelense en su parte inferior; "Viejas Jarillas", también con núcleos irregulares y restos de *Elephas en su base;* o "Pionner", con numerosos hallazgos paleolíticos de macro utillaje Achelense en

Código LAB / Código CAMPO	Edad (Ka) Quartz	Edad (Ka) pIRIR	Equiv. Dose (Gy) Quartz	Equiv. Dose (Gy) pIRIR	(n)	Dose rate (Gy/Ka) Quartz	Dose rate (Gy/ K-feldspar	'Ka) % Agua
162206/RINCON-1 162207/RINCON-2 162208/RINCON-3	>100 >80 74 ± 7	>240 >220 76 ± 5	>200 >200 189 ± 16	>800 >800 264 ± 0.11	5 6 6	$2.45 \pm 0.11$ $2.72 \pm 0.11$ $2.54 \pm 0.11$	3.37 ± 0.12 3.64 ± 0.13 3.46 ± 0.12	10 10 12
Código Be LAB NR (Gr	a Beta + D External D Dose-Rate (Gy/Ka)	Alpha NRD (μm <sup>-2</sup> )	Alpha Track Rate (µm ²/Ka)	TL Age (Ka BP)		Beta Dose- rate (Gy/Ka)	Gamma Dose rate (Gy/Ka)	Cosmic Dose-rate (Gy/Ka)
OCC1 154.	7 ± 2.335±0.116	117.0±5.9	0.738± 0.067	59.7±8.5-6.7	1	534 ± 0.104	0.671 ± 0.041	0.130± 0.030

Tabla 1: Resultados de las muestras obtenidas mediante Quartz-OSL, pIRIR y TL en las terrazas T12 y T13 del Guadalquivir.

muestras extraídas, a tres (RINCON-1, 2 y 3) se les aplicó los procedimientos de quartz-OSL y K-feldespar post-IRIR (Murray y Oley, 2002), y a otra (OCC1), los del Quaternary TL Surveys (QTLS, U.K.) sobre fracción de grano fino (2-10 micras). Las fracciones minerales OSL fueron preparadas en el Dpto. de Ciencias de la Tierra de la Universidad de

sus unidades inferiores así como, de lascas simples, en las intermedias y Paleolítico Medio en los finos superiores. Aquí, igualmente se hallaron restos de *Elephas antiquus, Hippopotamus, Cervidae* cf. *dama, Boss* sp. (Baena y Guerrero, 2011). Pero sin duda la



Fig. 2: Situación de los perfiles muestreados en las terrazas T12 (1) y T13 (2). 1. Detalle del perfil "Sando-La Cabaña" con indicación de las muestras datadas, la lito-estratigrafía modelo y la posición de las localizaciones paleolíticas y paleontológicas. 2. Detalle del perfil "Occidental de Áridos" con posición de la muestra datada por OSL.

explotación que más información está aportando para el conocimiento de esta terraza corresponde a "Sando-La Cabaña", cuyo estudio permitió definir su lito-estratigrafía modelo (Baena et al., 2014). A lo largo de sus más de 18 m de potencia (Fig. 2.1), se identificaron 6 unidades (USLC-1, 2, 3, 4, 5, y 6). Del nivel inferior (USLC-1), sumergido bajo el freático, se recuperaron abundantes restos paleontológicos de Elephas (Palaeloxodon) antiquus, Hippopotamus cf. Amphibius e Hippopotamus sp.A, este último de los de mayor talla de Europa, así como de otros megaherbívoros indeterminados (más de 2.700 kg). Todos ellos asociados con numerosas piezas líticas representativas del Achelense pleno. Del siguiente nivel (USLC-2), con gravas medias en la base que pasan hacia techo a arenas medias-finas con niveles de gravillas y niveles areno-limosos intercalados, se recuperaron también numerosos restos de équidos (Equus ferus y Equus sp.) y bóvidos (cf. Bos primigenius) en su base y de elefantes en toda la unidad, junto a industria lítica. La datación TL de la parte superior de la unidad, junto a otras tres más correspondientes a la mitad superior del aluvial (USCL-3 y 4), arrojaron una cronología mínima de más de 150 ka (Baena et al., 2014).

Los resultados OSL de este trabajo (Tabla 1), referidos a su parte superior (RINCON-2) e inferior (RINCON-1), a 1,7 m por debajo y a 0,7 m del techo de la base (Fig. 2.1), ratifican la edad de pleno Pleistoceno Medio final de la USLC-2; con una mitad inferior de la terraza de edad mínima anterior a 220 y 240 ka respectivamente.

### La terraza T13 en "San José de La Rinconada"

Su potencia supera los 10 m, estando integrada por pavimentos de gravas, a veces, muy cementados y con abundantes sedimentos finos a techo. En sus gravas, a 4 m de profundidad, se documentó cerca de aquí (Perfil "Cuartelillo"), un resto de cérvido e industria lítica de Paleolítico Medio (Baena, 1993). Ahora, los cortes a los que se ha tenido acceso (Fig. 2.2), alcanzaban los 3 m con un nivel de gravas pequeñas en la base, sobre el que se disponía un depósito de arenas medias-finas muy bien calibradas con rasgos edáficos a techo aunque parcialmente erosionadas por un nivel de gravillas. Sobre él, se suceden 0,8 m de arenas limosas medias y finas mal calibradas, interrumpidas, mediante contacto neto, por un nivel limo-arcilloso de llanura de inundación de más de 1 m. Este contiene el desarrollo de un suelo luvisol cálcico con horizontes Bt (5YR 4/4) y Cca (10YR 7/3). Los resultados OSL obtenidos, corresponden al nivel de arenas inicial (Fig. 2.2), a 2,5 m de profundidad (RINCON-3), con una edad de 74 ± 7 ka (OSL-Quartz) y 76 ± 5 ka (pIRIR). Por su parte la muestra TL (OCC-1) de edad 59,7 ± 8,5-6,7 ka, también corresponde a estas mismas arenas pero en otro perfil situado a unos 50 m más al sur y a 2,3 m de profundidad.

## DISCUSIÓN

Los resultados obtenidos en la T12 (Tabla 1), indican que el cuerpo central (USLC-2), del que se conocía una edad absoluta mínima por TL, superior a 150 ka (Baena et al., 2014), alcanza edades mínimas más antiguas que 220 y 240 ka (OSL) para la misma unidad en el 1,7 m que separa ambas muestras (RINCON-2 y 1). Por lo que la base de la unidad inferior (USLC1), a más de 7 m de profundidad, posiblemente alcance cronologías de más de 300 ka.

Por otro lado, la detección de una excursión de polaridad inversa en la base de esta misma unidad (USLC2) en la cercana gravera "Pionner" (Baena y Guerrero, 2011), plantearía ahora que este evento fuese posterior a estas fechas mínimas y por tanto, correlacionable con Biwa 2 de cronología ca. 295 ka (LØvlie, 1989). En este caso, el muro de la terraza podría estimarse en más de 400 ka. Si se comparan los restos de macro-fauna encontrados en esta



terraza, similares a los de Solana de Zamborino que superan los 300 ka (Cerdeño, 1989), con la Escala Bioestratigráfica de la Cordillera Bética 90/2010 de Ruiz Bustos (2011), podrtíamos correlacionarlos con la biozona SIO.78-5, de entre 270 y 380 ka. O también, si nos atenemos a los restos de los individuos de *Hippopotamus* sp.*A* de talla superior a los equiparables en edad ("Solana de Zamborino" o "Arganda I", donde se superan los 394-400 ka; Blain et al., 2014), incluso se podría plantear una cronología aún más antigua, esto es dentro de la intrazona SIO.78-4 (490 a 380 ka) de Ruiz Bustos.

En cualquier caso, todo confirma la adscripción de esta terraza a un pleno Pleistoceno Medio final al tiempo que se completa con nuevos datos numéricos el Pleistoceno Medio y Superior de la SGTG en sus tramos Medio y Bajo. A partir de ello, la cuestión a dilucidar según los datos cronológicos de mínimos disponibles, es si el comienzo del aluvionamiento de la terraza se produjo durante el tránsito entre los estadios isotópicos MIS10-MIS9, como hipótesis más conservadora; o, siguiendo los indicadores paleontológicos de *Hippopotamus* sp.*A*, pudo ser entre el MIS12-MIS11, y por tanto, la base podría alcanzar una antigüedad estimada superior a los 400 ka. Esto último supondría atribuir también, esta misma cronología tanto a la industria Achelense como a la macrofauna que se encuentra a ella asociada. En el contexto peninsular, la primera opción parecería ser la más acertada y coincidiría con las dataciones mediante Electron Spin Resonance (ESR) obtenidas en las unidades basales de la terraza de "Arganda I, a +30-32 m sobre el Jarama (Moreno et al., 2017). O incluso con las de OSL-pIRIR<sub>290</sub> de la base de la terraza T4 a +25-30 m del Bajo Tajo en Portugal, también con Achelense et al., 2016). (Cunha En ambos casos correlacionadas con el tránsito MIS10-MIS9.

Por otra parte, la datación de la T13 en "Occidental de áridos", aporta una edad comprendida entre los ca. 60 ka mediante TL y los 75 ka Mediante quartz-OSL y pIRIR. Esto situaría los depósitos arenosos previos a los finos de la llanura de inundación de la T13, en el tránsito de los estadios isotópicos marinos MIS4-MIS5. O, si sólo consideramos los datos de OSL por su mayor precisión, en un momento de nivel del mar alto durante el MIS5a. Esto último coincidiría con las dataciones obtenidas en otra terraza baja inmediata a la llanura aluvial del Tajo en su curso Bajo (Portugal), donde la T5 a +13-28 m s.n.m., con industrias líticas musterienses, presenta cronologías, a techo, de entre 95 y 75 ka (Cunha et al., 2016).

### CONCLUSIONES

Las nuevas dataciones absolutas obtenidas en las estratigrafías de las terrazas T12 y T13 en el Bajo Guadalquivir mediante quartz-OSL, pIRIR y TL, confirman, a la vez que precisan, la cronología del Pleistoceno Medio y Superior de la SGTG y de su importante localización paleolítica más paleontológica. Las edades mínimas obtenidas para la terraza de "Jarillas", refuerzan la pertenencia de su lito-estratigrafía inferior al pleno Pleistoceno Medio final, lo que unido a los datos paleomagnéticos y de macrofauna, abren la doble posibilidad de correlacionar su inicio con el tránsito MIS10-MIS9 o

incluso, con el MIS12-MIS11. Por su parte, la siguiente terraza T13, en las inmediaciones de la anterior, terminaría a techo en cronologías próximas a 75 ka, como momento final del MIS5a.

**Agradecimientos:** Es una contribución al G.I. del P.A.I. "*Geografía Física Aplicada y Patrimonio*" (HUM-697), a los Proyectos CGL2015-67169-P (MINECO-FEDER) y UID/MAR/04292/2013 — MARE, Portugal), y a la Aarhus University (Denmak).

#### REFERENCIAS

- Aguirre, E., Lhénaff, R., Zazo, C. (1973). Nuevos fósiles de elefantes en Andalucía. *Estudios Geológ.* 29, 295-306.
- Baena, R. (1993). Evolución cuaternaria (3 M.a.) de la Depresión del Medio-Bajo Guadalquivir y sus márgenes (Córdoba y Sevilla). Tesis Doctoral. Universidad de Sevilla, Sevilla (España), 589 pp.
- Baena, R., Díaz del Olmo, F. (1994). Cuaternario aluvial de la depresión del Guadalquivir: episodios geomorfológicos y cronología paleomagnética. *Geogaceta*, 15 (3-5), 109-111.
- Baena, R., Guerrero, I.C. (2011). Aproximación a la magnetoestratigrafía de la última terraza Media del Guadalquivir (T12) en "las Jarillas" (La Rinconada, Sevilla). En: *El Cuaternario en España y Áreas Afines*. (V. Turu y; A. Constante, Ed.). AEQUA-Fundación M. Chevalier. Andorra, 191-195.
- Baena, R., Fernández, J.J., Guerrero, I.C., Posada, J.C. (2014). La Terraza Compleja del río Guadalquivir en "Las Jarillas" (La Rinconada, Sevilla. SW de España): cronoestratigrafía, industria lítica y macro-fauna asociada. *Cuaternario y Geomorfología*, 28 (3-4), 7-26.
- Baena, R., Guerrero, I.C., Fernández, J.J. (2017).
  Paleomagnetismo en terrazas altas del Río Guadalquivir (sectores Campana y Carmona, Sevilla). En: *Cambios en* sistemas ambientales y sus escalas temporales. (A. Gómez, C. Gonçalves, L. André y N. Bicho, Ed.). Universidade do Algarve, Faro. 37-40.
- Blain, H.A., Santonja, M., Pérez Gonzalez, A., Panera, J., Rubio Jara, S. (2014). Climate and environments during Marine Isotope Stage 11 in the central Iberian Peninsula: the herpetofaunal assemblage from the Acheulean site of Áridos-1, Madrid. *Quaternary Science Reviews*, 94, 7-21.
- Buylaert, J.P., Jain, M., Murray, A.S., Thomsen, K.J., Thiel, C., Sohbati, R. (2012). A robust deldespar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments. *Boreas*, 41, 435-451.
- Caro, J. A., Díaz del Olmo, F., Cámara, R., Recio, J.M., Borja, C. (2011). Geoarchaeological alluvial terrace system in Tarazona: chronostratigraphical transition of Mode 2 to Mode 3 during the Middle-Upper Pleistocene in the Guadalquivir River valley Seville (Spain)". *Quaternary International*, 243, 143-160.
- Cerdeño, E. (1989). Rhinocerotidae (Mammalia, Perissodactyla) de la Cuenca de Guadix-Baza. En: *Geología y Paleontología de la Cuenca de Guadix-Baza* (M.T. Alberdi, F.P. Bonadona, Ed.). Museo Nacional de CC.NN. CSIC, Madrid. 273-288.
- Cunha, P., Martins, A.A., Buylaert, J.P., Murray, A.S., Raposo, L., Mozzi, P., Stokes, M. (2016). New data on the chronology of the Vale do Forno sedimentary sequence (Lower Tejo River terrace staircase) and its relevance as a fluvial archive of the Middle Pleistocene in western Iberia. *Quaternary Science Reviews*, 1-23.
- LØvlie, R. (1989). Paleomagnetic stratigraphy: a correlation method. *Quaternary International*, 1, 129-149.
- Murray, A.S., Olley, J.M. (2002). Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz: a status review. *Geochronometria*, 21.1-16.
- Ruiz Bustos. A. (2011). Escala bioestratigráfica y Cambio climático en la Cordillera Bética. Bubok Publishing S.L, Madrid (Spain), 412 pp.



# PROCESOS KÁRSTICOS EN FUENTE CAMACHO (GRANADA): ESTUDIO GEOFÍSICO Y GEOMORFOLÓGICO



M. Moreno-Sánchez<sup>(1)</sup>, P. Ruano<sup>(1, 2)</sup>, J.P. Galve<sup>(1)</sup>, C. Reyes-Carmona<sup>(1)</sup>, J.V. Pérez-Peña<sup>(1,3)</sup>, J.M. Azañón<sup>(1,2,3)</sup>, G. Booth-Rea

(1) Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias, Universidad de Granada. Campus Fuente Nueva. 18071, Granada, España. jpgalve@ugr.es, pruano@ugr.es, cristinarc@ugr.es, vperez@ugr.es, jazanon@ugr.es, gbooth@ugr.es
 (2) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra. UGR-CSIC. Av. de las Palmeras sn. Armilla, Granada, España

(3) Instituto Andaluz de Geofísica. Campus Universitario de Cartuja. Universidad de Granada, Granada, España.

Abstract (title of contribution): Karstic processes in Fuente Camacho (Granada): Geophysical and geomorphological study. Fuente Camacho area (Granada) cropout "Trías de Antequera", which comprise of materials of diverse nature imbibed in claygypsum matrix. Different closed depressions which are typical in karst areas have been studied. In this study, electrical tomography techniques have been applied to study their infills and their subsurface geometry. Finally, an automated cartography of karstic depressions has been generated through LiDAR, in which morphometric parameters have been analyzed.

Palabras clave: Karst, evaporitas, tomografía eléctrica, dolinas *Key words:* Karst, evaporites, electric tomography, dolines

### INTRODUCCIÓN

El Triásico en las zonas externas de la Cordillera Bética consiste en una masa desorganizada con diversos materiales, embebidos en una matriz arcillosa, que ha sufrido grandes resedimentaciones que le confieren un carácter caótico. En la zona de Fuente Camacho los materiales triásicos presentan una estructura en forma de domo, cuyo origen es controvertido (Fig. 1)

La disolución de los materiales evaporíticos producen relieves kársticos que muestran información de la estructura infrayacente (Pezzi, 1977). Así, formas exokársticas como las dolinas, que en el caso del área de Fuente Camacho conforman el relieve de toda la zona, pueden evidenciar el tipo de deformación que han sufrido las evaporitas. Es un área endorreica, donde las dolinas son responsables de la existencia de lagunas temporales o permanentes, como es el caso de las lagunas Grande y Chica (Cantos, 1986).

Al norte y sur limita con los relieves calcáreos subbéticos de La Sierrecilla (872 m) y la Sierra de Gibalto (1486 m), respectivamente. Al este con el Arroyo Salado y al oeste con el Arroyo de la Fuente del Fresno.

En la zona de estudio se han realizado diversos estudios analizando aguas de los manantiales (Andreo et al., 2016; Gil Márquez et al., 2016) que concluyen que en la parte oeste de los Hoyos el agua es sulfatada y proviene de disolución de yesos, sin embargo, en el sector este el manantial es de agua clorurada, es decir atraviesa halita. Calaforra y Pulido-Bosch (1999) relacionaron los procesos diapíricos con el karst que se produce en los yesos de los Complejos Caóticos Subbéticos, a través de análisis geomorfológicos. Previamente, Pezzi (1977), estudió los ejes de dirección preferencial de las formas kársticas de Los Hoyos para averiguar si presentaban una ordenación lógica, o, por el contrario, aparecía distribuidas aleatoriamente. En su trabajo, llega a la conclusión que aparentemente si existe una relación con las direcciones estructurales predominantes

definidas en el Trías por Cruz San Julián (1974), aunque indica que deberían hacerse más estudios. En este trabajo se han realizado perfiles de tomografía eléctrica que ofrecen información sobre estructuras superficiales de menor tamaño relacionadas con la karstificación de las evaporitas. Estos perfiles también pueden aportar información para conocer la estructura geológica de la zona o estudiar los fenómenos superficiales que la afectan. Junto con trabajo de campo y el análisis digital morfométrico se puede realizar la caracterización de los procesos kársticos en esta zona.



Fig. 1: Localización de la zona de Fuente Camacho. Se indica en verde la localización de los perfiles de tomografía eléctrica.



## **METODOLOGÍA**

Se realizó un trabajo de campo y de fotointerpretación para reconocer la geología y geomorfología de la zona e identificar zonas para realizar estudios geofísicos de detalle. También, se ha realizado una cartografía automatizada de depresiones kársticas con intención de realizar un estudio morfométrico y observar si existe una relación entre la forma de las dolinas de la zona y la estructura profunda.

Para el estudio geofísico se realizaron 3 perfiles de tomografía eléctrica con un equipo Abem Terrameter SAS 4000. Dos de los perfiles para caracterizar una dolina con perfiles de 40 y 120 m, con espaciados de electrodos de 0,5 y 1,5 m respectivamente (TER 2 y 3), y otro de 160 m, con espaciado de 2 m, en la parte alta sin explotar de una cantera (TER 1). El dispositivo empleado para realizar las tomografías eléctricas ha sido el "4- Channel multiple gradient" (ABEM, 2006; Loke, 2012). Este protocolo realiza medidas en dos ciclos diferentes para obtener la mayor resolución y penetración posible. Una vez añadida la altura de cada electrodo, se procesaron los datos obtenidos con el programa RES2DINV versión 3.59 (Loke, 2012) en inversión de resistividad y polarización inducida.

Para el análisis morfométrico de dolinas se ha utilizado el método de Wall et al. (2017) utilizando los datos LIDAR del Instituto Geográfico Nacional. El método se fundamenta en detectar depresiones cerradas que no tienen flujo lateral o drenaje externo. En los paisajes kársticos, las depresiones cerradas son asociadas principalmente a dolinas, uvalas, sumideros o aperturas de cuevas, formados por colapsos o subsidencia a causa de disolución de carbonatos o evaporitas. El objetivo de este análisis es comparar el inventario de dolinas de Calaforra y Pulido-Bosch (1999) con la cartografía generada por el algoritmo desarrollado por Wall et al. (2017). Para el cálculo de los parámetros morfométricos se ha usado la circularidad y la dirección de los ejes mayores, para discernir si presentan una morfología aproximadamente circular y que tipo de distribución espacial se observa en las dolinas, respectivamente.

## RESULTADOS

En el trabajo de campo realizado se observó que en la mayor parte del área aflora un sustrato mayormente arcilloso, pero también hay zonas de brecha con sustrato yesífero que se explota en algunas canteras. En estas canteras se descubrieron grietas de extensión (Fig. 2 a y b) con un ancho entre 15 cm y más de 1 m, algunas rellenas de sedimento arcilloso de la parte superior. En el corte de algunas laderas se reconocieron como éstas interiormente presentaban morfologías parecidas a pináculos enterrados que mostraban la existencia de un karst cubierto con colapsos de cobertera (Fig. 2 c y d).

Por último, se visitaron diversas dolinas de disolución (Fig. 2e) de gran tamaño donde se localizaron numerosas dolinas de colapso de cobertera en su interior con diámetros que oscilan entre 2 y 5 m, muchos de ellos rellenados antrópicamente con bloques. En una de las dolinas de disolución que presentaba varios colapsos en su interior se realizaron varios perfiles de tomografía eléctrica para conocer su estructura interna.





Fig. 2: Estructuras identificadas en el campo. a. Las líneas rojas marcan las grietas de extensión, algunas rellenas de material. b, La línea negra marca grietas de extensión y la línea roja la zona que está hundiéndose. c. Karst cubierto con pináculos visibles en el corte de una . ladera. d, Interpretación de un corte paralelo al perfil 1 de tomografía eléctrica donde se observan rellenos de material fino aprovechando diaclasas pre-existentes que originan el karst cubierto en forma de pináculos de yeso. Escala: ver vehículo en la parte alta del talud. e, Dolina de disolución con su base rellena de arcillas y 4 colapsos rellenos de bloques de roca donde se realizó la tomografía.



Los modelos de resistividad (Fig. 3) muestran las estructuras más superficiales en los materiales triásicos. En el primer perfil (Fig. 3, perfil 1) se observan múltiples rellenos por materiales menos resistivos (material detrítico de grano fino) que el material encajante (yesos). La profundidad de los rellenos de material fino es de 5-10 m. El tamaño de grano del yeso influye en su capacidad resistiva. Se considera que el rango de 20 a 300 ohm·m son material detrítico fino mezclado con yeso de tamaño grueso. Por otro lado, las altas resistividades

observadas en el modelo junto con la poca profundidad pueden ser debidas al efecto del aire (aumentando la resistividad) al realizarse la medición paralela a un talud de la mina. Las estructuras observadas en el modelo concuerdan con las identificadas en un corte paralelo al perfil (Fig. 2d). Estos pináculos y los rellenos de arcillas pueden reflejar la estructura subsuperficial de la zona y explicar el desarrollo de las dolinas de colapso de cobertera observadas en la zona.







Fig. 4: Catálogo de depresiones cerradas generado por MDE. Los ejes mayores representados a su vez por el diagrama de rosa. Comparativa de inventarios de dolinas, en roio las interpretadas por el MDE y en verde las interpretadas por Calaforra y Pulido-Bosch (1999). También se muestra el diagrama de caja para circularidad la del catálogo de depresiones creadas con el MDE. Los cuartiles son: Q1=0.48, Q2=0.65 y Q3=0.81.



Las tomografías realizadas en el interior de una dolina de disolución (Fig. 3, perfiles 2 y 3) han identificado con detalle los múltiples colapsos de cobertera allí generados. Su localización en superficie está marcada con flechas en los perfiles. Al estar rellenas con bloques de caliza muestran una resistividad mayor que el encajante. El relleno de las dolinas ha proporcionado un buen contraste para situar con precisión los colapsos y ver su desarrollo sub-superficial.

En la parte inferior de los colapsos se observan materiales más conductores que seguramente se traten de una capa de arcillas de descalcificación embebidas en agua salada. El colapso 4 del perfil 3, aunque se atraviesa muy lateralmente se observa como una anomalía clara en el modelo de resistividad. El resto de colapso se observa en profundidad con una morfología de artesa más o menos irregular.

El resultado de la cartografía automática de dolinas se puede observar en la Figura 4. A partir del inventario de dolinas se obtuvieron los siguientes resultados:

- En el análisis de distribución de los ejes principales de las dolinas (Fig. 4), se observa una orientación principal en dirección N 15-30E, y orientaciones secundarias agrupadas en dirección N 150-160 E.

-En la comparativa de las dolinas (Fig. 4) se observa que en general coinciden bien, en los casos donde no coinciden son debidos a diferentes causas, la primera puede que las dolinas no sean completamente cerradas (X 388000, Y 4108000), lo cual hace que el algoritmo de Wall et al. (2017) no la registre. Otra causa es la subjetividad inducida por la interpretación de límites por parte de los autores.

## DISCUSIÓN

Las tomografías han sido llevadas a cabo para una caracterización inicial de la zona y comprobar el grado de resolución del método, como base previa para trabajos futuros. Ya que la misma localidad de Fuente Camacho se asienta sobre una gran dolina, y los colapsos pueden ser una amenaza para las infraestructuras, edificios y habitantes de la zona.

La creación de un catálogo de depresiones kársticas usando modelos LiDAR muestra un gran potencial para el estudio de las mismas y mitigación de riesgos geológicos. En este caso la concordancia entre la cartografía automatizada y la tradicional ha sido muy alta, si bien cabe remarcar que solo se aplica a depresiones cerradas, puesto que existen grandes depresiones que pueden caracterizarse como dolinas, pero están capturadas por una red hidrográfica. No obstante, el trabajo de campo es fundamental para encontrar dichos fallos y subsanarlos para lograr un inventario fiable.

En el estudio de los ejes de las dolinas (Fig. 4) se ha demostrado tener una correlación muy buena con respecto otros trabajos anteriores (Pezzi, 1977; Fig. 6). Las diferencias pueden ser debidas a la generación de nuevas depresiones kársticas, mejor ajuste numérico a través de los SIG y una mayor precisión. En general hay una tendencia general NNE y una segunda tendencia SSE. Las dos tendencias observadas serían una evidencia más para apoyar la teoría de una forma de domo provocada por la colisión y pinzamiento del Trías por los relieves calcáreos.

## CONCLUSIONES

La tomografía eléctrica es un método geofísico adecuado para la caracterización de morfologías kársticas. En la zona de estudio se ha empleado tanto para la observación del karst cubierto existente en la zona de estudio como para delimitar la extensión de pequeños colapsos en una gran dolina de disolución. Se ha generado un nuevo inventario de depresiones cerradas a partir de datos LIDAR. Este método es muy útil para caracterizar las depresiones topográficas como las dolinas. Se han analizado tanto el factor de forma como los ejes de máxima elongación. Este método es fácilmente aplicable desde SIG y elimina la subjetividad humana. Los datos obtenidos apoyan también la hipótesis que explica la estructura domática con el plegamiento de los materiales triasicos.

### REFERENCIAS

- ABEM Instrument AB. (2006). *Instruction Manual Terrameter* SAS 4000/SAS 1000. ABEM Product Number 33 0020 26
- Andreo, B., Gil-Márquez, J. M., Mudarra, M., Linares, L., Carrasco, F. (2016). Hypothesis on the hydrogeological context of wetland areas and springs related to evaporitic karst aquifers (Málaga, Córdoba and Jaén provinces, Southern Spain). *Environmental Earth Sciences*, 75(9), 759.
- Calaforra, J. M., Pulido-Bosch, A. (1999). Gypsum karst features as evidence of diapiric processes in the Betic Cordillera, Southern Spain. *Geomorphology*, 29(3-4), 251-264.)
- Cantos, F. C. (1986). *Contribución al conocimiento de la cuenca alta del rio Guadalhorce el medio físico. Hidrogeoquímica.* Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 435 pp.
- Cruz San Julián, J. (1974). Estudio geológico del sector Cañete la Real, Teba, Osuna. Tesis Doctoral. Universidad de Granada.
- Gil-Márquez, J. M., Mudarra, M., Andreo, B., Linares, L., Carrasco, F., Benavente, J. (2016). Hydrogeological characterization of the Salinas – Los Hoyos evaporitic karst (Malaga province, S Spain) using topographic, hydrodynamic, hydrochamical and isotopic methods. *Acta Carsologica*, 45(2), 147.
- Loke, M.H., (2012). *Tutorial: 2-D and 3-D Electrical Imaging Surveys*. Geotomo Software Company.
- Pezzi, M. C.(1977). Morfología kárstica del sector central de la Cordillera Subbética. Cuad.. Geográficos Univ. Granada. SM, 2, 290.

Wall, J., Bohnenstiehl, D. R., Wegmann, K. W., Levine, N. S. (2017). Morphometric comparisons between automated and manual karst depression inventories in Apalachicola National Forest, Florida, and Mammoth Cave National Park, Kentucky, USA. *Natural Hazards*, 85(2), 729-749.



## MARMITAS DE GIGANTE EN PIZARRAS: RÍO TAMUJA (BOTIJA, CÁCERES)



M<sup>a</sup>.T. de Tena Rey<sup>(1)</sup>, E. Rebollada Casado<sup>(2)</sup>, P. Muñoz Barco<sup>(2)</sup> y C. Charro Lobato<sup>(3)</sup>

(1) Centro Universitario de Mérida. Universidad de Extremadura. c/ Santa Teresa Jornet, 38. 06800 Mérida. <u>mtdetena@unex.es</u>
 (2) Dirección General de Medio Ambiente (Junta de Extremadura). Avda. Luis Ramallo s/n. 06800 Mérida.
 <u>eduardo.rebollada@juntaex.es</u>; <u>pedro.munoz@juntaex.es</u>
 (2) Intérite de Argueralezía (CSIC). Data de Estato de Estat

(3) Instituto de Arqueología (CSIC). Pza. de España, 15. 06800 Mérida. cristina.charro@iam.csic.es

Abstract (Potholes in shales: Tamuja river (Botija, Cáceres, Spain): The potholes of the Tamuja River are studied as an example of erosive forms developed on the bed of metamorphic rocks, in this case slates corresponding to the Domo Extremeño Alogroup of the province of Cáceres. These potholes have different evolution states, from centrimetric and decimetric size to rarely above the meter. The reactivation and embedding of the fluvial network of the Tajo River in the Quaternary have made possible the formation of potholes on the shale bed of the Tamuja river.

**Palabras clave:** Marmitas de gigante, rocas metamórficas, Cáceres (Extremadura, España). *Key words:* Potholes, metamorphic rocks, Cáceres (Extremadura, Spain).

### INTRODUCCIÓN

Las marmitas de gigante (también denominadas pilas fluviales, ollas, pilones o pilancones) tienen un origen fluvial por la erosión resultante de remolinos del agua acompañados de guijarros y cantos sueltos que actúan sobre la roca del lecho o sobre bloques sueltos como molinos de abrasión.

En Extremadura las marmitas suelen estar asentadas sobre las rocas más antiguas de la Península Ibérica (Neoproterozoico). Aunque las marmitas en granito son las más conocidas en Extremadura ("Los Pilones", en la Reserva Natural de Garganta de los Infiernos y "El Rugidero", en el Parque Natural de Cornalvo son sus dos principales exponentes), es también posible observar ejemplos de marmitas desarrolladas sobre lechos rocosos de otras naturalezas, como es el caso de las rocas metamórficas, principalmente pizarras y grauvacas.

A lo largo de los últimos años se ha venido actualizando el inventario reconocible de marmitas de gigante en Extremadura. Las últimas versiones publicadas (Muñoz et al., 2014 y 2015) recogen datos observados en campo, en especial sobre lechos de cauces graníticos, algunos de los cuales ya habían sido estudiados por otros autores (Nemec et al. 1982; Muñoz Barco et al., 1992; Lorenc et al. 1995; Muñoz Barco y Miranzo Torres, 2005).

En los inventarios correspondientes a 2014 y 2015, donde se recogen los puntos en los que se encuentran grupos representativos de marmitas de gigantes en Extremadura, aparecen referencias a algunas de estas formas en lecho pizarroso (Tabla 1), no citándose en concreto las marmitas de gigante del río Tamuja, en el término municipal de Botija. El trabajo que se presenta aborda el estudio de estas morfologías en un tramo del río Tamuja, analizando las características en cuanto a su estado evolutivo y condicionante de su formación.

PARAJE	TÉRMINO MUNICIPAL	SUSTRATO		
Los Pilones (R.N. Garganta de Ios Infiernos)	Jerte	ÍGNEO		
El Rugidero (P.N. Cornalvo)	Trujillanos	ÍGNEO		
Cascada del Diablo	Villanueva de la Vera	ÍGNEO		
Garganta Mayor	Garganta la Olla	ÍGNEO		
Río Erjas	Zarza la Mayor	ÍGNEO		
Río Ibor	Mesas de Ibor	ÍGNEO		
Río Gualija	Peraleda de San Román	ÍGNEO		
El Rugidero (Rivera de Olivenza)	Barcarrota	ÍGNEO		
Río Salor	Cáceres	ÍGNEO/METAMÓRFICO		
Arroyo de la Miacera	El Gasco, Nuñomoral	METAMÓRFICO		
Río Hurdano	Casares de Hurdes	METAMÓRFICO		
Molino del Campanario Capellán		METAMÓRFICO		
Charca de los Bueyes	Olivenza	METAMÓRFICO		
Arroyo de los Sestiles	Torrejón El Rubio	METAMÓRFICO		

Tabla 1.- Inventario actual de marmitas de gigante en Extremadura (Muñoz et al., 2015).

## LOCALIZACIÓN

El área de estudio se sitúa al sudeste de la provincia de Cáceres, estando enclavada en la extensa penillanura trujillano-cacereña, de 450 metros de altitud media (De Tena, 2005), desarrollada sobre los materiales del zócalo hercínico de la Zona Centro lbérica. En la actualidad dicha penillanura aún sigue degradándose por la acción hidrográfica del río Tajo y sus afluentes. En concreto, en la zona de estudio el



río Tamuja (Fig. 1), afluente del Almonte, atraviesa materiales rocosos metamórficos.

La topografía en general del área comprende formas suaves, aunque con ligeras variaciones en los tramos del río Tamuja, que muestran el encajamiento en la penillanura. La ausencia de relieves importantes se debe al predominio de materiales precámbricos pizarrosos (Proterozoico), con una resistencia a la meteorización en general de media a baja, a pesar de lo cual tienen una larga historia erosiva.



Fig. 1.- Localización del área estudiada.

Desde el punto de vista geológico la zona pertenece en concreto al Dominio de Pliegues Verticales de la Zona Centro Ibérica del Macizo Ibérico (Díez Balda el al., 1990), donde las sucesiones del Precámbrico superior-Cámbrico inferior ocupan extensos afloramientos. Se trata de series sedimentarias constituidas fundamentalmente detríticas por pizarras y grauvacas, denominadas Complejo Grauváquico y más modernamente Esauisto Alogrupo Domo Extremeño, que suelen presentar un metamorfismo regional de bajo grado.

El área estuvo totalmente emergida a partir de Carbonífero, habiendo sido afectada por dos fases de deformación pertenecientes a las orogenias Cadomiense y Hercínica (Gumiel y Campos, 2002). Con la orogenia Alpina se reactivan las fracturas existentes tras el importante periodo de arrasamiento que tuvo lugar en el macizo desde su emersión tras la fase Hercínica, originándose la fosa del Tajo. Es determinante esta fracturación en el encajamiento y trazado de la red fluvial, así como en la posterior evolución de las formas de relieve.

La morfología actual del área se conforma definitivamente durante el Holoceno (Gómez Amelia, 1985), dominando una extensa llanura peneplanizada que aún sigue siendo degradada por la red hidrográfica actual, en la que se incluye el río Tamuja, perteneciente a la red hidrográfica del Tajo.

Las marmitas que aparecen en el lecho del río Tamuja son indicativas de que el perfil del río aún no se encuentra localmente en fase de equilibrio. Gracias a las corrientes turbulentas la roca se va erosionando poco a poco: en ocasiones los torbellinos atrapan fragmentos rocosos que, con su poder abrasivo, facilitan todavía más la erosión del sustrato rocoso, creando las marmitas de gigante.

## METODOLOGÍA

La presencia de marmitas de gigante está condicionada principalmente por el factor litológico, siendo las rocas ígneas de tipo granítico las que dan mejores ejemplos de marmitas de gigante y donde se aprecian todos los estados evolutivos de su formación, con tamaños que van desde centímetros a varios metros de diámetro

No obstante, se han localizado numerosos ejemplos de marmitas sobre pizarras y grauvacas, pero se trata de formas de menor tamaño, aparentemente menos evolucionadas y por lo general con unas dimensiones máximas de un metro de diámetro, que en comparación con las formadas en lechos graníticos tienen claramente menor tamaño y estadios evolutivos menos avanzados.

Por otro lado, el principal proceso formativo de las marmitas de gigante es inducido por defectos en el lecho, que dan lugar a alteraciones del flujo (Allen, 1971, en Muñoz et al., 2015). Este mecanismo es causado por los cambios en el carácter hidráulico del flujo y por irregularidades del lecho que generan turbulencias o remolinos. El primer estadio de la erosión del sustrato es el resultado de un incipiente pulido que puede deberse a remolinos y da lugar a formas superficiales y simétricas (menos de 50 cm de profundidad y alrededor de 50 cm de diámetro), denominadas formas o marmitas de tipo A (clasificación de Nemec et al., 1982), evolucionando hacia formas de tipo B, C, D, E y F, sucesivamente (Fig. 2).



Fig. 2.- Estados evolutivos de las marmitas de gigante debidos a la erosión a lo largo de tiempo (Modificado de Lorenc et al., 1995).

Del estudio morfológico de las marmitas de gigante es posible observar la evolución del tramo de río estudiado. De este modo, la secuencia de los distintos tipos de marmitas, que refleja la madurez de las formas erosivas, está relacionada con el tiempo de duración de la actividad vertical y con la energía del flujo turbulento.

Algunas marmitas pueden llegar a ser asimétricas y las irregularidades de sus paredes pueden favorecer también el flujo tangencial, desarrollándose en este caso en su interior otras marmitas menores y túneles que combinados originan formaciones de grandes



dimensiones y complicada geometría, a veces coalescentes, lo que dificulta su análisis morfométrico.

El estudio de las marmitas en el Tamuja se ha llevado a cabo mediante el reconocimiento directo en campo y la elaboración de una cartografía de detalle de área estudiada.

Para la realización de la cartografía de detalle se han utilizado varias fuentes de información geográfica de base. Para la creación del curvado, se ha utilizado un modelo digital del terreno de 6 cm de resolución generado a partir de datos de un vuelo con un sensor LiDAR. Las curvas de nivel tienen un intervalo de 1 m, Para la digitalización de las marmitas se ha utilizado una serie temporal de cuatro ortofotografías aéreas, generadas mediante fotogrametría a partir de las imágenes capturadas con un sensor RGB montado en dron. en octubre de 2017, febrero y mayo de 2018 y abril de 2019, mostrando la variación en el caudal del río en diferentes épocas.

A partir de estas imágenes se ha logrado identificar las superficies de aproximadamente medio centenar de marmitas presentes en el lecho, que se han digitalizado en QGIS en un archivo vectorial en formato *shapefile*. De esta manera se han estimado los caracteres fundamentales de las marmitas observadas, dimensionando un pequeño conjunto ubicado en un tramo concreto de especial densidad en su distribución espacial (Fig. 3).



Fig. 3.- Cartografía de un conjunto de marmitas en el lecho del río Tamuja. Obsérvese la escala gráfica para apreciar las dimensiones de las marmitas cartografiadas. A: localización de las marmitas en el lecho del río tamuja y recuadro de detalle de la zona B. B: Zona con una alta concentración de marmitas sobre la ortofoto de mayo de 2018. Se indica la localización de las imágenes de detalle de la zona C. C: Ejemplo de marmita a escala de afloramiento en la ortofoto de febrero de 2018 y fotografías de detalle.

#### RESULTADOS

La madurez y frecuencia de las marmitas es diferente en cada valle fluvial y depende de la morfología, geología y tectónica regional e, incluso, local. Este hecho es patente en la zona de estudio, donde la distribución espacial de las marmitas se asocia a parámetros litológicos y, sobre todo, morfológicos del propio cauce, apareciendo las marmitas de gigante en afloramientos de especial resistencia y extensión.

Aunque en el caso de las marmitas de gigante sobre lecho granítico competente las relaciones entre los distintos tipos permiten diferenciar distribuciones para estadios erosivos poco maduros y para estadios muy evolucionados y, por tanto, usarse como medida de la "madurez erosiva" de cada área estudiada, los resultados en el caso de lechos metamórficos como el estudiado permitirían, aunque con particularidades, sacar conclusiones similares.

Según se observa en la figura 4, las medidas realizadas en la zona con mayor densidad de marmitas indican que son de tamaño decimétrico en su mayoría, pues rara vez sobrepasan el metro de anchura y las que lo hacen suelen ser producto de la coalescencia de varias marmitas. En todos los casos se observan profundidades siempre inferiores a la anchura, con lo que el estadio evolutivo de las mismas no sobrepasa el tipo "C".



Fig. 4.- Diagrama morfométrico de las marmitas estudiadas en el tramo con mayor densidad.

Ordenando los datos por tamaños (Fig. 5), considerando que las marmitas con formas elongadas y/o elipsiodales son producto de la coalescencia de dos o más de menor tamaño, los resultados se ajustan a una anchura media de 43,86 cm, en cualquier caso siempre dentro de los tres primeros tipos evolutivos "A", "B" y "C" de Nemec et al. (1982).



Fig. 5.- Diagrama de distribución de frecuencias de las marmitas según su anchura, en un tramo del cauce.

#### DISCUSIÓN

La presencia de marmitas en un tramo localizado del río Tamuja, aguas abajo de Botija, en un perfil fundamentalmente meandriforme y, por tanto, de equilibrio respecto al nivel de base local, parece obedecer a la puntual resistencia del cauce, cuyas rocas presentan una mayor competencia y, por tanto, resistencia a la erosión de las aguas fluviales. Este



hecho puede estar relacionado con la importante tectónica señalada por algunos autores (Zona de Cizalla de Montánchez), que explicaría un control tectónico puntual de alguno de sus tramos.

A falta de estudios de mayor detalle relacionados con marmitas de gigante desarrolladas en lechos metamórficos (pizarrosos y/o grauváquicos), la distribución morfométrica obtenida resulta la esperada, con unos máximos en las anchuras en torno a la media estimada (43,86 cm).

Las tipologías de marmitas de gigante observadas en las pizarras y grauvacas del Alogrupo Domo Extremeño en el río Tamuja son de los tipos A, B y C. No aparecen morfologías mayores en cuanto a profundidad y complejidad, como en otras rocas. Aunque no es objeto de este trabajo, sí parece interesante investigar con más detenimiento las relaciones geométricas observables hasta el momento en dichas marmitas, en concreto la relación paramétrica que compara anchura (a) y profundidad (p), dato que debe fluctuar entre valores de a>>p hasta quizá valores de a≤p, al menos para las rocas metamórficas estudiadas en este caso.

## CONCLUSIONES

La presencia de marmitas de gigante en lechos fluviales pizarrosos no resulta ocasional, como pudiera pensarse. De hecho, en Extremadura, al existir extensos afloramientos de materiales rocosos metamórficos (pizarras y grauvacas) del Proterozoico, la formación de marmitas en este tipo de rocas es común. Para la zona de estudio, aunque no existan datos definitivos publicados, resultan llamativas las morfologías exclusivamente observadas (A, B y C), que indicarían aparentemente una menor evolución o una menor resistencia de las rocas metamórficas en comparación con las ígneas.

El tramo del río Tamuja en el que se ha realizado este estudio preliminar de caso, a la altura del meandro de Villasviejas (T.M. de Botija, provincia de Cáceres). constituye una excepcionalidad merecedora de un estudio más profundo. Se trata de un área singular con un sustrato aparentemente más competente, que se encuentra en pleno desarrollo del perfil de equilibrio, siendo quizá ello influencia probablemente de la neotectónica del área. Gracias a la confluencia de dichos factores aparece un denso conjunto de medio centenar de marmitas de gigante que permitirá próximamente modelizar los diferentes estadios de su evolución, a fin de hacer una

comparativa con los modelos establecidos conocidos para otras litologías más competentes, como ocurre con las marmitas de gigante en materiales graníticos.

**Agradecimientos:** Los datos para la elaboración de la cartografía del presente trabajo (LIDAR y ortofotos) han sido generados en el marco del Proyecto PRI IB116150 del Plan Regional de Investigación de la Junta de Extremadura.

### REFERENCIAS

- De Tena, M<sup>a</sup> T. (2005). *Penillanura trujillano-cacereña. En: Patrimonio Geológico de Extremadura: Geodiversidad y Lugares de Interés Geológico*. Junta de Extremadura (Pedro Muñoz Barco y Esperanza Martínez Flores Coord.), 212-219.
- Díez Balda, M.A., Vegas, R., González Lodeiro, F. (1990). Autochthonous sequences in the Central Iberian Zone: Structure. En: Pre-Mesozoic Geology of Iberia (R. D. Dallmeyer y E. Martínez García, Eds.), 172-188.
- Gómez Ámelia, D. (1985). La penillanura extremeña: estudio geomorfológico. Tesis doctoral, Universidad de Extremadura, 397 pp.
- Gumiel Martínez, P., Campos Egea, R. (2002). La Banda de Cizalla de Montánchez y su influencia en las mineralizaciones filonianas de Sn-W (Mina La Parrilla). Guía de la excursión geológica organizada por la Asociación Geológica de Extremadura, 44 pp.
- Lorenc, M.W., Muñoz Barco, P., Saavedra, J. (1995). Marmitas de gigante en el valle del río Jerte como ejemplo de erosión intensiva por remolinos e influencia tectónica en su distribución y morfología. *Cuaternario y Geomorfología*, 9 (1-2), 17-26.
- Muñoz Barco, P., Lorenc, M., Saavedra Alonso, J., Miranzo Torres, J.C. (1992). Marmitas de gigante como resultado de la erosión fluvial del lecho rocoso. Estudio comparativo en la Zona Centro-Ibérica. III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología. Vol. 2. SGE. Salamanca, 77-81.
- Muñoz Barco, P., Miranzo Torres, C. (2005). Los pilones. En: Patrimonio Geológico de Extremadura: Geodiversidad y Lugares de Interés Geológico. (P. Muñoz Barco y E. Martínez Flores Coord.). Junta de Extremadura (Mérida), 136-143.
- Muñoz, P., Rebollada, E., De Tena, M.T., Cubero, J.J. (2014). Catálogo de marmitas de gigante en Extremadura. Actas XIII Reunión de la Sociedad Española de Geomorfología. SEG. Cáceres, 123-126.
- Muñoz, P., De Tena, M.T., Cubero, J.J., Pajares Olmo, J.M<sup>a</sup> y Rebollada, E. (2015). Estado de conocimiento de las marmitas de gigante en Extremadura (España): propuesta de catalogación como geositios. Actas XV Congreso Internacional sobre Patrimonio Geológico y Minero (J. M. Mata-Perelló, Ed.). Diputación de Cáceres-SEDPGYM, 25-28.
- Nemec, W., Lorenc, M.W., Saavedra, J. (1982). Potholed granite terrace in the Río Salor valley, western Spain: a study of bedrock erosion by floods. *Tecniterrae*, 50, 6-21



# APROXIMACIÓN A LAS PALEOLINEAS DE COSTA EN LA PLATAFORMA DEL PAÍS VASCO EN LA ÚLTIMA TRANSGRESIÓN



P. Bilbao-Lasa, <sup>(1, 2)</sup>, J. Jara-Muñoz<sup>(3)</sup>, I. Álvarez <sup>(4)</sup>, A. Aranburu <sup>(1,2)</sup>, E. Iriarte <sup>(2,5)</sup>, M. Arriolabengoa<sup>(1,2)</sup>, M. del Val <sup>(1,2,6)</sup>, I. Galparsoro<sup>(7)</sup>

 (1) Dpto. Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea. Barrio Sarriena s/n. 48940-Leioa. peru.bilbao@ehu.eus; arantza.aranburu@ehu.eus; martin.arriolabengoa@ehu.eus
 (2) Centro GeoQ, Aranzadi Zientzia Elkartea, barrio Sarriena s/n, 48940 Leioa.

(3) Institut für Erd- und Umweltwissenschaften, University Potsdam, 14476 Potsdam, Germany

(4) Dpto. de Expresión Gráfica y Proyectos de Ingeniería, Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea, Paseo Rafael Moreno 'pitxitxi' 2, 48013-Bilbao. irantzu alvarez@ehu.eus

(5) Laboratorio de Evolución Humana, Dpto. de Historia, Geografía y Comunicación, Universidad de Burgos. Plaza Misael Bañuelos s/n, Edificio de I+D+i. 09001-Burgos. eiriarte@ubu.es

(6) Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH), Paseo Sierra de Atapuerca 3, 09002-Burgos.

(7) Unidad de Investigación Marina, AZTI. Herrera kaia portualdea, z/g. 20110 Pasaia (Gipuzkoa).igalparsoro@azti.es

Abstract (Approach to palaeocoastlines in the Basque Continental Shelf in the last transgression): The objective of the present work is to obtain the sea level height for different ages through the last marine transgression, and to represent the evolution of the coastline along the Basque continental shelf. For that purpose, a sea level curve of Stanford et al. (2011) was used, where they set % 67, %95 and %99 of confidence sea level curves using different data available in the literature. These depths, were then represented in a 5 m resolution Digital Evolution Model of the Basque continental shelf to visualize the spatial position of the coastline through time. These data, would be very useful from different points of view, being able to decipher how was the coastline morphology in the past or visualize the drowning of the different coastal areas and to calculate the distances to the coastline from different archaeological sites in different epochs for the last 22.000 years.

**Palabras clave:** Ultima transgresión, Líneas de Costa, Modelo Digital de Elevaciones, Plataforma continental vasca. *Key words*: Last transgression, Palaeocoastlines, Digital Elevation Model, Basque Continental shelf.

### INTRODUCCIÓN

El avance de las técnicas de campo y estudio, junto con el incremento de las investigaciones focalizadas en las variaciones del nivel del mar (n.m.), permiten tener datos cada vez más precisos sobre la evolución del n.m. a lo largo del Cuaternario.

Por otro lado, la cada vez mayor disponibilidad de datos espaciales tanto de la parte emergida como de la parte sumergida de zonas costeras, y la creación de Modelos Digitales de Elevación (MDE) de alta resolución, permiten representar y tratar datos que pueden ser de gran aplicabilidad en diferentes campos como la geomorfología o la arqueología.

De este modo, y combinando ambas temáticas, se puede inferir, por ejemplo, cuál sería la morfología de la costa y qué áreas estarían emergidas a lo largo de distintas épocas, o cómo varió la distancia a la línea de costa de un punto a lo largo del tiempo, por ejemplo, en yacimientos arqueológicos, o cuáles serían los caminos y zonas de paso más propicias para desplazarse hasta la costa.

Siguiendo esta línea, el objetivo de este trabajo es utilizando las cotas a las que se encontraría el n.m. en distintos momentos durante la última transgresión, representarlos sobre un MDE de la plataforma continental frente al País Vasco, para posteriormente poder calcular y caracterizar distintos procesos.

### METODOLOGÍA

La curva del nivel del mar utilizada ha sido la curva creada por Stanford et al. (2011) donde realizan un análisis estadístico de varios datos "far-field", y establecen las curvas de probabilidad del 67%, 95% y 99%. Estos límites de las curvas, serían una aproximación cercana a la variación eustática global del nivel mar. Dichos datos de las curvas generadas, público disposición del están а en (http://www.highstand.org/erohling/ejrhome.htm), donde se puede consultar el dato del nivel del mar cada 100 años. La curva generada a partir de esos datos se puede visualizar en la Fig. 1.

Posteriormente, utilizando un Modelo Digital de Elevaciones de 5 m de resolución proporcionado por AZTI-Tecnalia, se han trazado las distintas líneas de costa cada 1000 años sobre fondo rocoso o mixto (sedimentario y rocoso), utilizando la información disponible en la infraestructura de datos espaciales del Gobierno Vasco (https://www.geo.euskadi.eus/s69-15375/es/), y de este modo tratando de evitar las principales zonas sedimentarias que podrían estar modificando la morfología original. Para ello, se han representado isobatas extraídas, seleccionando las las profundidades para esas edades observadas tanto en la curva superior como en la curva inferior del 99% de confianza de Stanford et al. (2011).

#### RESULTADOS

Si observamos la evolución del nivel del mar, es decir, de la línea de costa cada 1.000 años durante la última transgresión, tanto la curva de confianza del 99% inferior como superior, presentan prácticamente



Fig. 1: Curva obtenida por Stanford et al. (2011).

la misma evolución (Fig. 2, 3). En ambas se observa que hace entre 21.000 y 15.000 años, la línea de costa se mantuvo relativamente estable, situándose a distancias mínimas desde la costa actual de aproximadamente 4,2 km (en el Cabo Matxitxako) y máximas de hasta 15km (en Pobeña, Muskiz). Posteriormente, y hasta hace 9.000 años la línea de costa iría ascendiendo gradualmente. Desde hace 9.000 años hasta la actualidad, la línea de costa se establecería relativamente cerca de la actual, conformándose una costa muy parecida a la actual. Desde entonces ascendería a velocidades relativamente bajas hasta la situación y morfología actual.

## **APLICACIONES DE LOS DATOS EXTRAÍDOS**

Los datos que se obtienen combinando tanto las paleolíneas costeras como los MDE de alta resolución se podrán aplicar a campos tan diversos como la geomorfología o la arqueología, entre otros. A modo de ejemplo, conociendo las distintas épocas de captación de recursos marinos costeros en distintos yacimientos como los de Santimamiñe o la cueva de Ekain (Figura 2, 3) se podría saber a qué distancia se encontraba la línea de costa y cuál era la distancia, el tiempo y el gasto energético requerido aprovisionamiento, fue para su У cómo evolucionando éste a lo largo del tiempo.

### **AGRADECIMIENTOS**

Peru Bilbao es beneficiario de una beca predoctoral del Gobierno Vasco (PRE\_2018\_2\_0290).

### REFERENCIAS

Stanford, J.D., Hemingway, R., Rohling, E.J., Challenor, P.G., Medina-Elizalde, M., Lester, A.J. (2011). Sea-Level Probability for the Last Deglaciation: A Statistical Analysis of Far-Field Records. *Global and Planetary Change*, 79 (3-4), 193-203.





Fig. 2: Líneas de costa sobre fondo rocoso o mixto, para diferentes edades representados en la plataforma vasca de la curva superior del 99% de confianza. Se representa también la posición de los yacimientos de Ekain y Santimamiñe.





de los yacimientos de Ekain y Santimamiñe. Fig. 3: Líneas de costa sobre fondo rocoso o mixto para diferentes edades representados en la plataforma vasca de la curva inferior del 99% de confianza. Se representa también la posición



# THE EXPLOITATION OF CETACEAN BONE BY MAGDALENIAN FORAGERS FROM THE WESTERN PART OF THE CANTABRIAN REGION

A. Lefebvre<sup>(1,2,6)</sup>, J.M. Pétillon<sup>(2)</sup>, E. Àlvarez-Fernández<sup>(3)</sup>, M. De la Rasilla Vives<sup>(4)</sup>, E. Duarte Matías<sup>(4)</sup>, M. Cueto<sup>(6)</sup>, J. Tapia<sup>(5)</sup>, A.B. Marín-Arroyo<sup>(6)</sup>

(1) CNRS PACEA UMR 5199, Univ. Bordeaux, Allée Geoffroy Saint-Hilaire, 33615 Pessac cedex, France.

alexandrelefebvre24@gmail.com

(2) TRACES UMR 5608, Univ. Toulouse Jean Jaurès, Maison de la Recherche, 5 Allée Antonio Machado, 31058 Toulouse cedex 9, France. jean-marc.petillon@univ-tlse2.fr

(3) Dpto. de Prehistoria, Historia Antigua y Arqueología, Univ. of Salamanca, C. Cerrada de Serranos s/n, E-37002 Salamanca, Spain. estebanalfer@hotmail.com

(4) Área de Prehistoria, Departamento de Historia, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de Oviedo. C/ Amparo Pedregal, s/n. 33011 Oviedo, Spain. mrasilla@uniovi.es; elduarma@gmail.com

(5) Sociedad de Ciencias Aranzadi, Zorroagagaina, 11 · E-20014 Donostia, San Sebastián, Spain. jtapia@aranzadi-zientziak.org
 (6) Instituto Internacional de Investigaciones Prehistóricas de Cantabria, Univ. de Cantabria, Edificio Interfacultativo, Avda. de los Castros,s/n, C.P.39005 Santander, Spain. mariancuetor@gmail.com; anabelen.marin@unican.es

Resumen (La explotación del hueso de cetáceo por los grupos magdalenienses de la parte occidental de la región cantábrica): La publicación detallada de instrumentos fabricados en huesos de cetáceo en la vertiente norte de los Pirineos en 2013 ha abierto nuevas perspectivas de estudio y consideración del rol de estos mamíferos en la vida de estos grupos. Para verificar si este fenómeno fue compartido más ampliamente por los grupos magdalenienses de la fachada atlántica, se han examinado las colecciones de industria ósea de 47 sitios de Asturias y Cantabria. Se determinaron 46 piezas en hueso de cetáceo - esencialmente puntas de proyectil de grandes dimensiones - identificadas en los niveles asignados a Magdaleniense medio y superior Cantábrico. Aquí se discuten sus implicaciones para las estrategias de adaptación de las sociedades magdalenienses atlánticas.

Palabras clave: Industria ósea, Magdaleniense, Región cantábrica, Cetáceo Key words: Bone industry, Magdalenian, Cantabrian region, Cetacean

### INTRODUCTION

The littoral environment has long been perceived by prehistorians as being unattractive to Palaeolithic groups. The last marine transgression flooded the coastal paleo-sites and with them the main witnesses of possible coastal economies. Then it is not surprising that most of the researchers until the late 1990s considered prehistoric foragers as hunters from the inland, deriving their subsistence from the optimal exploitation of the most profitable resources: the big ungulates (Erlandson, 2001). According to this "terrestrial paradigm", it is only within the Mesolithic that prehistoric communities turned regularly towards the coastal environment, according to the multiplication of shell middens found in archaeological sites. But, since the beginning of the 2000s, this classic image is gradually changing with the accumulation of new data, and reveals that the regular exploitation of the littoral environment has antecedents older than the Mesolithic (Pétillon, 2016).

The Magdalenian is one of the last major cultures of the European late Palaeolithic, positioned chronologically between the Last Glacial Maximum and the first Epipaleolithic/Mesolithic occupations (21-13 cal ka BP). Across the European territory, it delivered an invaluable number of records testifying to the frequentation of the littoral environment: i.e. depictions of marine animals, shells used as ornaments, consumption of molluscs, fishes, birds, and mammals from marine origin. In the perspective of reassessing the role of marine resources within the subsistence of Magdalenian groups, the recent publication of a whale bone industry on the northern slope of the Pyrenees shed new insight (Pétillon, 2013). Taking account the presence of unworked whale bones and barnacles in several Iberian sites (suggesting the transport of carcass elements such as meat, blubber, or skin), decorated sperm whale teeth, and more than a hundred projectile points and tools made of whale bone which circulated along the northern Pyrenean foothill into the inland, the Middle and Upper Magdalenian of the Atlantic side has delivered the oldest records of a regular whale exploitation for food and technical needs (see among others Corchón et al., 2008, Álvarez-Fernández, 2011, Pétillon, 2016). To verify whether whale bone working was only a phenomenon limited to the Pyrenees or was shared more globally by other Magdalenian communities, we decided to review bone industry collections located outside the Pyrenees.

## LOCATION

In this perspective, we have selected the Cantabrian region as a priority investigation area. Firstly, because Cantabrian coast is rich in Magdalenian sites with large assemblages of worked bone, and because these sites are in direct western continuity with the Pyrenean foothill sites that provided the first objects made of whale bone. Secondly, because the morphology of the Cantabrian continental shelf particularly narrow and steep - has limited the effects of the last marine transgression on the paleo-shore. While the Cantabrian coast was pushed into the



inland of 10 to 20 km on average only since the Last Glacial Maximum, the French shore, less abrupt, was flooded in a range going from 10 km in the Basque Country, up to 150 km offshore the Breton coasts. Therefore, in theory, there should be a better probability of finding witnesses of marine origin in the southern part of the Gulf of Gascogne than on its eastern front. Thirdly, because this raw material has just been identified for the first time in Iberia throughout two artifacts discovered into the Middle Magdalenian levels of Las Caldas (Corchón, 2017). And finally, because no systematic study has ever been conducted to find whale bone implements in the Cantabrian bone collections. The recognition of cetacean bone as a raw material is based on certain structural properties of the material (see among others Felts and Spurrell, 1965, Margaris, 2006, Pétillon, 2008). The cetacean bones do not have a medullary cavity. The bone marrow is therefore distributed homogeneously inside the bone. Despite the presence of a fine compact tissue surrounding the bone, the cetacean bone is essentially composed of a tissue whose structure is intermediate between that of compact and spongy tissue: i.e. a dense spongy tissue or a compact tissue with few alveoli of circular section usually organized in a homogeneous pattern. From the outside, this material appears speckled with cells that will be intersected longitudinally and transversely by the scraping action at the time of shaping the object.



Fig. 1: Magdalenian sites that were examined in this study. White circles represent sites that have delivered whale bone objects, their size is proportional to the number of whale bone artifacts identified per site. Black crosses are the sites inspected in this study that did not deliver any whale bone objects. 1: El Valle, 2: Fragua, 3: La Peña de El Perro, 4: El Mirón, 5: El Horno, 6: Chora, 7: El Otero, 8: Pielago I, 9: Pielago II, 10: Rascaño, 11: Morín, 12: El Juyo, 13: El Pendo, 14: El Castillo, 15: Pasiega, 16: Pila, 17: Hornos de la Peña, 18: La Venta del Cuco, 19: Altamira, 20: Cualventi, 21: El Linar, 22: Las Aguas, 23: Llonín, 24: Cueva del Bufón, 25: Juan de Covera, 26: Coimbre, 27: Arangas, 28: Balmori, 29: Los Canes, 30: Bricia, 31:Cueto de la Mina, 32: La Riera, 33: Tito Bustillo, 34: Lloseta, 35: Cueva del Rio, 36: El Cierro, 37: Collubil, 38: Los Azules, 39: El Olivo, 40: La Viña, 41: Entrefoces, 42: Las Caldas, 43: Oscura de Ania, 44: Lluera, 45: Sofoxó, 46: La Ancenia, 47: La Paloma. The marine levels -120m and -100m correspond respectively to LGM and Bølling-Allerød. Map data are from Farr et al., 2007, Becker et al., 2015, Zickel et al., 2016.

### METHODOLOGY

Magdalenian bone industry collections from 47 sites were reviewed. These are the main collections currently available from Asturias and Cantabria communities. With periods autonomous of excavations that are spread from the early 20th century to the present day, the quality of the recordings is heterogeneous, with, for some, conditions of excavations far from modern standards. In addition, most of the bone collections have not undergone a recent review, meaning that an unquantifiable part of the bone industry is still often mixed with faunal remains. For this study, only bone and antler remains were reviewed, excluding teeth remains.

For these reasons, this first examination of the collections did not require the use of sophisticated methods. Objects were all examined with naked eyes, and for some using a binocular loupe (magnification up to x50). The determination of the raw material was classified according to 2 levels of relevance: probable or certain.

### RESULTS

46 objects made of whale bone were identified from eight Cantabrian regional sites (Fig. 1). These are in Asturias: Las Caldas (n = 20), La Viña (n = 12), Tito Bustillo (n = 5), La Paloma (n = 2), Cueto de la Mina (n = 1); and in Cantabria: El Pendo (n = 4), Rascaño (n = 1) and Morín (n = 1). These 46 pieces only count finished objects manufactured for most of them from a large-size rod. No waste of debitage has been



identified. Except two possible awls of smaller calibre, a blunt tool and a possible blank, these are projectile points. The association between cetacean bone and the manufacture of a large equipment, first revealed by the study of North Pyrenean collections (Pétillon, 2013), is confirmed here with generally broad and thick or particularly long points (Fig. 2).

When the basilar parts are preserved, hafting systems are single- (n = 5) or double- (n = 4) beveled, quadruple-beveled base (n = 1 and 2 other additional possible specimens), forked-base (n = 1) or massive base (n = 2). Surface modifications are sometimes present, either in the form of parallel or crosslinked incisions at the surface of the bevels (n = 7), or as a longitudinal groove which runs throughout the upper face of the point (n = 3), or still, with geometric engravings (n = 3).

Most of the pieces come from recent excavations for which we have AMS radiocarbon dates (i.e. Las Caldas, El Pendo). Thus, the exploitation of this raw material is assigned to the transition from the Middle to the Upper Cantabrian Magdalenian, with greater intensity around 16 cal ka BP. The only whale bone artifact for which we have a direct dating (14830 +/-170 BP - OxA-977) is also the longest (18,4 cm while the piece is not complete) and most richly decorated Cantabrian specimen (Fig. 2, n°1).



Fig. 2: Projectile points made of whale bone, 1-2: single-beveled points, 3: massive base point, 4: forkedbase point, 5: quadruple-beveled point, 6: possible quadruple-beveled point, 7: double-beveled point, a and b: section detail (1-2: El Pendo, 3-5: Las Caldas, 6: Rascaño, 7: Tito Bustillo)

### DISCUSSION

It was indeed expected to find this raw material in the equipment of the Cantabrian groups, and in particular in Las Caldas. This site has already yielded signs of marine exploitation among which whale remains (Corchón et al., 2008). The relations between Las Caldas and the Pyrenean world, already highlighted through the presence of forked-base points in large numbers in the Asturian site, of reindeer in all compartments of the group life (fauna, bone industry, portable art), of bone cut-out and singular ornamentations (Corchón, 2017), is now reinforced by the use of cetacean bone in a similar way to the Pyrenean standards.

However, the relative low number of whale bone artifacts in the western part of the Cantabrian region as opposed to the Pyrenees must be discussed. It is true that the northern slope of the Pyrenees has delivered a lot more occurrences (n = 109) but more than half only come from one site: Isturitz (Pétllon, 2013). Regarding the relative representation of whale bone within the total bone industry collections, both regions yielded relatively comparable percentages: between 0% to 1.27% (in Isturitz) for the Pyrenees (Pétillon, 2013), versus 0% to 1.72% (in La Viña) in the Cantabrian region (this study).

Nevertheless, differences in terms of raw material management must be noted between Cantabrian and Pyrenean Magdalenian foragers. Firstly, with respect to the equipment: several projectile point types made of whale bone found in the Cantabrian region are still unidentified in the Pyrenean whale bone collections (i.e. massive quadruple-beveled points, singlebeveled points and forked-base point); and secondly, in terms of selection of the raw material with the possible use of bone from smaller cetacean species (i.e. dolphins, porpoises?) for the manufacture of a toolkit of smaller dimensions (i.e. needle, awl) in the Cantabrian region.

The extension of the study area to the east, in the Spanish Basque Country, where about twenty more sites will be examined soon, will show possible connections with the Pyrenean region. Indeed, even if the exploitation of this raw material in both the Cantabrian and Pyrenean regions seems relatively synchronously, these two phenomena remain, for the time being, geographically disconnected. This is, in any case, what seems to indicate the low presence of whale bone artifacts in the autonomous community of Cantabria (n = 6), and the differences already mentioned in the armament.

### CONCLUSION

This study confirms that the use of the cetacean bone as raw material is a phenomenon that has not been limited to the Magdalenian groups of the Pyrenees. In spite of lower numbers, the fifty or so whale bone implements identified in Asturias and Cantabria fully support the idea of a regular whaling economy too in this part of Europe during the Magdalenian. The next pursuit of this inventory will focus on the Spanish Basque Country where twenty collections will be examined. In addition, further physico-chemical analyses to both determine the species concerned (Zoo-MS) and specify the



chronology of this phenomenon (radiocarbon dating) is planned in the long term to refine our perception of the interactions between foragers and coastal environment during prehistoric times (PaleoCet project).

Acknowledgments: First and foremost, we would like to thank the museum's collection managers from the Archaeological Museum of Asturias (Sofia Díaz Rodríguez and Beatriz García), the Museum of Prehistory and Archaeology of Cantabria (Adriana Chauvin Grandela), the National Museum and Research Center of Altamira (Carmen de las Heras Martín, Lucía María Díaz González and Déborah Pastrana), the National Museum Ordás of Archaeology of Madrid (Ruth Maicas Ramos and J. Antonio Martos Romero), and the National Museum of Natural Sciences of Madrid (Susana Fraile Gracia). We also thank Manuel Ramon Gonzalez Morales, Edgard Camarós, David Álvarez Alonso and Maria Soledad Corchón Rodríguez for giving us direct access to material still under study. We would like to warmly thank Diego Garate Maidagan and the Group of Bioarchaeology and Paleoclimate team at the University of Cantabria for their daily help. Finally, we thank the anonymous reviewer who has improved this manuscript thanks to his comments. This paper is funded by the Fyssen Fondation (CetOs project) and by the French ANR as part of the PaleoCet project (ANR-18-CE27-0018 J.M. Petillon coord.).

### REFERENCES

- Álvarez-Fernández, E. (2011). Humans and marine resource interaction reappraised : Archaeofauna remains during the late Pleistocene and Holocene in Cantabrian Spain. *Journal of Anthropological Archaeology*, 30, 327-343.
- Becker, D., Verheul, J., Zickel, M., Willmes, C. (2015): LGM paleoenvironment of Europe Map. CRC806-Database, doi: 10.5880/SFB806.15.

- Corchón, M.S. (ed.). (2017). La Cueva de Las Caldas (Priorio. Oviedo). Ocupaciones magdalenienses en el valle del Nalón, Salamanca, Ediciones Universidad de Salamanca, 820 pp.
- Corchón, M.S., Mateos, A., Álvarez Fernández, E., Peñalver, E., Delclòs, X., Made, J. van der. (2008). Ressources complémentaires et mobilité dans le Magdalénien cantabrique. Nouvelles données sur les mammifères marins, les crustacés, les mollusques et les roches organogènes de la Grotte de Las Caldas (Asturies, Espagne). L'Anthropologie, 112, 284-327.
- Erlandson, J.M. (2001). The Archaeology of Aquatic Adaptations: Paradigms for a New Millennium. *Journal of Archaeological Research*, 9, 287-350.
- Farr, T.G., Rosen, P.A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D., Alsdorf, D. (2007). The shuttle radar topography mission. *Reviews of Geophysics, 45, 33 pp.*
- Felts, W.J.L., Spurrell, F.A. (1965). Structural orientation and density in cetacean humeri. *American Journal of Anatomy*, 116, 1, 171-203.
- Margaris, A.V. (2006). Alutiiq engineering : the mechanics and design of skeletal technologies in Alaska's Kodiak Archipelago. Ph.D. Dissertation, University of Arizona, 255 pp.
- Pétillon, J.M. (2008). First evidence of a whale-bone industry in the western European Upper Paleolithic: Magdalenian artifacts from Isturitz (Pyrénées-Atlantiques, France). *Journal of Human Evolution*, 54, 720-726.
- Pétillon, J.M. (2013). Circulation of Whale-Bone Artifacts in the Northern Pyrenees during the Late Upper Paleolithic. *Journal of Human Evolution*, 65, 525-543.
- Pétillon, J.M. (2016). Vivre au bord du golfe de Gascogne au Paléolithique supérieur récent: vers un nouveau paradigme. Actes de la séance de la Société préhistorique française de Rennes, Vol. 6, Société préhistorique française, Paris (France), 23-36.
- Zickel, M., Becker, D., Verheul, J., Yener, Y., Willmes, C. (2016). Paleocoastlines GIS dataset. CRC806-Database



# FORZAMIENTOS Y ANÁLISIS DE MATERIAL PARTICULADO EN SUSPENSIÓN EN LA RÍA DE VIGO



N. Bienzobas<sup>(1)</sup>, S. Bastón<sup>(1)</sup>, M. Plaza<sup>(1)</sup>, A.M. Bernabeu<sup>(1)</sup>

(1) Grupo Geología Marina y Ambiental (GEOMA). Dpto.Geociencias Marinas y Ordenacion del Territorio, Facultad de Ciencias del Mar, Universidad de Vigo. Campus As Lagoas-Marcosende, 36310-Vigo. <u>nbienzovas@uvigo.es</u>

Abstract (Forcings and analysis of Suspended Particulate Matter in the Ria de Vigo): Hydrodynamics of Ría de Vigo has been widely studied due to the coastal upwelling, which makes of this environment a very productive one. However, sediment transport and dynamics are still unclear. Hence, the main objective of this work is the understanding of relationships between sediment characteristics and relevant forcings. For that purpose, instrumentation was deployed in two sites, middle and outer Ria, for a period of 6 months. Salinity, temperature, pressure, currents and turbidity were measured. Monthly samples were collected with sediment traps. Both stations present similarities in sediment characteristics as well as oceanographic parameters.

Palabras clave: Ría, MPS, Forzamientos. *Key words: Ría, SPM, Forcings.* 

### INTRODUCCIÓN

La característica hidrográfica principal de las rías gallegas es la combinación de procesos marinos y fluviales, marcando dos zonas de sedimentación con límites diferenciados bien definidos (Vilas, 2002). En la zona más interna se produce la interacción de las corrientes mareales, que controlan la circulación en las rías con los aportes fluviales (de Castro et al., 2000). En el resto, casi el 80% del área total, las rías están sometidas al dominio de procesos marinos, definidos por la acción del oleaje y de las mareas a los que se incorporan los fenómenos estacionales de afloramiento o upwelling (Varela y Rosón, 2005; Álvarez et al., 2011).

Los estudios centrados en la dinámica del transporte de sedimento ponen de manifiesto que la materia particulada en suspensión (MPS) es una variable determinante para la comprensión del funcionamiento de los ambientes costeros. La distribución y variabilidad de la MPS está directamente relacionada con la erosión, el transporte y la sedimentación, procesos que definen las condiciones ambientales y condicionan el potencial económico de un sistema costero, así como permiten el uso de los sedimentos como archivos históricos de diferentes eventos y condiciones en el pasado.

Este estudio se ha centrado en el análisis de los principales parámetros oceanográficos y su influencia relativa en la disponibilidad de material particulado en suspensión.

#### METODOLOGÍA

La ría de Vigo se localiza en el margen atlántico del suroeste de Galicia (NO España), en la zona sur de las Rías Baixas.

Con el objetivo de analizar y definir los forzamientos más relevantes se desplegaron dos fondeos (S1: 42° 42' 24.6528''N, -9° 3' 57.2394W, S2: 42° 46' 10.8942''N, -8° 57' 30.96''W; Fig.1). Se instalaron un

correntímetro Aanderaa RCM844 junto con un sensor Aqualoguer (S1-T1) y un sensor Aandera RCM64I (S2-T2) que realizaron mediciones de salinidad, temperatura, presión, corrientes y turbidez a lo largo de 6 meses (20/12/16 a 15/6/17).



Fig.1: Situación geográfica de los fondeos S1 y S2.

Además, se instalaron una trampa de sedimentos McLane en el fondeo S1(Mark78H), y otra en el fondeo S2 (Mark8K). Ambas trampas muestrearon con una periodicidad mensual (Tabla 1), obteniéndose 6 muestras a lo largo del estudio.

En el laboratorio, el material procedente de las trampas se procesó de acuerdo con Chiarini et al. (2013) y siguiendo las recomendaciones de Buesseler et al. (2007). Las muestras se procesaron añadiendo  $H_2O_2$  al 30% (eliminando la materia orgánica) a la fracción total, y en la fracción lítica adicionando ácido acético 1M (eliminando carbonatos biogénicos y continentales). Se realizó una granulometría para cada una de las fracciones, mediante un analizador laser Coulter LS 13 320.

#### RESULTADOS



Se han analizado los principales forzamientos y parámetros oceanográficos durante un periodo de tiempo caracterizado por condiciones ambientales variables para identificar la disponibilidad de material particulado en suspensión.

El valor medio y la variabilidad registrada en la velocidad de corriente, temperatura, salinidad, turbidez y concentración de oxígeno disuelto se resume en la Tabla 1.

Tabla 1. Descripción general de las principales variables de interés en términos de media, SD, máximos y mínimos en ambos fondeos a lo largo del estudio.

Aandera 844 (S1)	Media	SD	Max	Min
V.corriente (cm/s)	5,65	3,63	28,22	0,04
T <sup>a</sup> (°C)	13,94	0,73	16,44	12,79
S (PPT)	35,44	0,38	35,93	33,84
Turbidez (FTU)	50,44	41,07	129,15	0,45
[O2] (µM)	189,95	36,59	253,78	58,73
Aandera 640 (S2)	Media	SD	Max	Min
Aandera 640 (S2) V.corriente (cm/s)	Media 6,59	SD 4,03	Max 29,53	Min 0,04
Aandera 640 (S2) V.corriente (cm/s) T <sup>a</sup> (°C)	Media 6,59 13,93	SD 4,03 0,744	Max 29,53 16,6	Min 0,04 12,45
Aandera 640 (S2) V.corriente (cm/s) T <sup>a</sup> (°C) S (PPT)	Media 6,59 13,93 35,38	SD 4,03 0,744 0,52	Max 29,53 16,6 36,14	Min 0,04 12,45 32,91
Aandera 640 (S2) V.corriente (cm/s) T <sup>a</sup> (°C) S (PPT) Turbidez (FTU)	Media 6,59 13,93 35,38 34,53	SD 4,03 0,744 0,52 39,22	Max 29,53 16,6 36,14 125,82	Min 0,04 12,45 32,91 0,89

El régimen de fuertes olas acompañó a los máximos en la velocidad de corriente registrados para ambos fondeos (febrero), lo que a su vez favoreció que la turbidez alcanzara los niveles máximos registrados (>100 FTU). Además, durante este periodo de tiempo, se detectaron a través de diagramas T/S cambios en las masas de agua en el interior de la ría, relacionados con fenómenos de afloramiento.

La cantidad total de material particulado en suspensión capturado por las trampas se recoge en la Tabla 2. Los resultados se muestran en g peso seco.

Tabla 2. SPM total (g peso seco) capturado por las trampas de sedimento en los fondeos S1 y S2.

			S1					
Botella	B1	B2	B3	B4	B5	B6		
P.Seco (g)	111	149	149 0,36		0,34	101		
S2								
Botella	B1	B2	B3	B4	B5	B6		
P.Seco (g)	82	173	1,20	0,04	0,18	49		

Ambos fondeos mostraron un comportamiento similar, en donde las cantidades máximas de muestra recogida tuvieron lugar entre finales de diciembre/febrero (B1 y B2), y finales de mayo/junio (B6). Durante el resto de meses, el material sedimentado mostró una fuerte disminución alcanzando, en algunos casos, niveles cercanos a cero (S1\_B3, S1\_B5, S2\_B4 y S2\_B5).

Todas las muestras estudiadas presentaron una distribución de tamaño bimodal (Figura 2), principalmente con la primera moda oscilando dentro de la fracción fango. Sin embargo, hubo muestras correspondientes a periodos de baja (S1\_B3 y S2\_B3) y alta sedimentación (S1\_B6 y S2\_B1) con modas ~200µm.



Fig.2: Distribución de tamaños de partícula. a) fondeo S1. b) fondeo S2.

El tamaño de partícula del material lítico se mantuvo en la fracción de limo fino, a excepción del primer mes (S2\_B1) y tercer mes (S1B\_3 y S2\_B3), caso en el que aumentó el contenido en la fracción arena debido a la heterogeneidad del material recogido (g ~1).

### DISCUSIÓN

El análisis combinado de las series temporales de parámetros oceanográficos y de las muestras recogidas en las trampas revelan diferentes patrones de transporte y sedimentación, que dependen de las condiciones ambientales. Se registraron 3 situaciones:

1. Condiciones de energía y velocidad de corriente bajas, con masas de agua cargadas parciamente de material que no se detecta con la señal de turbidez. En esta situación, se produce una continua sedimentación a tasas bajas (4,3g m-2 d-1). La distribución de tamaño de las muestras de la estación S1 y S2 varía, identificándose distintas poblaciones de granos.

2. Eventos de alta energía de oleaje y corrientes con influencia del afloramiento. Se detectan elevadas concentraciones de sedimento en suspensión en toda la columna de agua, junto con elevada tasa de sedimentación en donde la moda principal de la distribución del material detrítico se mantiene en las fracciones finas.

3. Llegada de masas de agua con baja concentración de material en suspensión, o donde



dicha concentración se centra en las capas de fondo. Generan tasas de sedimentación próximas a cero, independientes de las condiciones oceanográficas.

### CONCLUSIONES

El análisis de los datos obtenidos refleja un comportamiento diferencial del sedimento en la columna de agua, generando un desfase temporal entre valores elevados de turbidez y altas tasas de sedimentación dentro de la ría de Vigo.

La dinámica sedimentaria en la Ría se presenta como un proceso complejo, donde el patrón de transporte y sedimentación varia, no solo en función de los forzamientos físicos, sino también del intercambio de masas en la ría y de la procedencia del MPS.

**Agradecimientos:** Esta contribución se ha financiado a través de FAREWELP MINECO CGL2015-66681-R.

## REFERENCIAS

- Chiarini, F.; Capotodi, L.; Dunbar, R.B.; Giglio, F.; Mammi, I.; Mucciarone, D.A.; Ravaioli, M.; Tessi, T.; Langone, L. (2013). A revised sediment trap splitting procedure for samples collected in the Antartic sea. *Methods Oceanogr* , 8,13-22.
- Buesseler, K.O.; Antia, A.N.; Chen, N.; Fowler, S.W.; Gardner, W. W.; Gustaffson, O.; Harada, K.; Michaels, A.F.; Rutgers van der Loeff, M.; Sarin, M.; Steinberg, D.K.; Trull, T. (2007). An assessment of the use of sediment traps for estimating upper ocean particle fluxes. J. Mar. Res., 65, 345-416.
- Alvarez, I.; Gomez-Gesteira, M.; deCastro, M.; Lorenzo, M.N.; Crespo, A.J.C.; Dias, J.M. (2011). Comparative analysis of upwelling influence between the western and northern coast of the Iberian Peninsula. *Cont. Shelf Res.*, 31, 388-399.
- Varela, R.A.; Roson, G. (2005). A general study of the Spanish North Atlantic boundaries: an interdisciplinary approach. J. Mar. Syst., 54, 97-113.
- Vilas, F. (2002). Rias and tidal sea-estuaries in: Knowledge for sustainable development, and insight into the Encyclopedia of Life support Systems (UNESCO-EOLSS, ed.), 799-829.



# LOS EFECTOS DEL TERREMOTO DE LISBOA DE 1755 EN EL HOSPITAL DE TORRIJOS, TOLEDO (ESPAÑA)



M.A. Rodríguez-Pascua<sup>(1)</sup>, J. Morín de Pablos<sup>(2)</sup>, M.A. Perucha<sup>(1)</sup>, I. Sanchez Ramos<sup>(3)</sup>, P.G. Silva<sup>(4)</sup>, J.L. Giner Robles<sup>(5)</sup>, J.R González<sup>(6)</sup>

(1) Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Ríos Rosas 23. Madrid. España. <u>ma.rodriguez@igme.es;</u> <u>ma.perucha@igme.es</u>

(2) Dpto. Arq., Pal. y RR. Culturales de AUDEMA. Felipe Campos 3. Madrid. España. imorin@audema.com

(3) UCL Institute of Archaeology 31-34 Gordon Square, London, UK. i.sanchez@ucl.ac.uk

(4) Dpto. de Geología, Universidad de Salamanca, Escuela Politécnica Superior de Ávila. Ávila. España. pgsilva@usal.es; j.elezv@usal.es

(5) Dpto. de Geología y Geoquímica, Universidad Autónoma de Madrid, Cantoblanco, Madrid, España. jorge.giner@uam.es (6) Escuela de Arquitectura de Toledo. Campus Tecnológico de la Fábrica de Armas. Toledo. España.

JoseRamon.GCal@uclm.es

**Abstract (The effects of the 1755 Lisbon earthquake in the Torrijos Hospital, Toledo (Spain)):** The 1755 Lisbon Earthquake was the most destructive earthquake in the Europe history. This earthquake affected the entire Iberian Peninsula. The intensity of this earthquake was X (EMS-1998) and damaged the historical heritage of Spain. No damages were reported in historical documents inside of Torrijos, but is possible observe several Earthquake Archaeological Effects (EAEs) in the historical building of the Hospital of this city (15-16<sup>th</sup> century). The damages in this building are classified in this paper using the classification of EAEs, in order to study the strain structures and the seismic wave orientation.

Palabras clave: Hospital de Torrijos, efectos arqueológicos de terremotos (EAEs), Terremoto de Lisboa. Key words: Torrijos Hospital, Earthquake Archaeological Effects (EAEs), Lisbon Earthquake.

### INTRODUCCIÓN

El terremoto de Lisboa del 1 de noviembre de 1755 ha sido el mayor terremoto que ha afectado a Europa en tiempos históricos. Este terremoto no solo afectó a la población en un sentido físico, sino que cambió la forma de pensar con respecto al origen de los terremotos y provocó que se cimentasen las bases de la sismología moderna. El terremoto de Lisboa alcanzó a gran parte de la Península Ibérica y al norte de África, llegándose a sentir en países centro europeos como Alemania (Martínez Solares, 2001). El epicentro del terremoto aún es objeto de debate científico (Gutscher, 2005), aunque la posición aproximada parece claro que está al SW del Cabo de San Vicente, independientemente de la falla exacta que lo generó (Silva y Rodríguez-Pascua, 2019). La intensidad máxima de este terremoto es X Macroseismic Scale: (European EMS-1998) (Martínez Solares y Mezcua, 2002) localizándose en el sur de Portugal y entorno de Lisboa, pero con efectos importantes en el resto de la Península Ibérica. Algunos de estos efectos aún son visibles en nuestro patrimonio histórico, como iglesias y grandes catedrales. Dentro de la provincia de Toledo, se han identificado daños por este terremoto en el Hospital de Tavera, en Toledo (Rodríguez - Pascua et al., 2017).

### LOCALIZACIÓN

La localidad de Torrijos se encuentra en la provincia de Toledo a 25 km al NW de la capital, asentada sobre materiales consolidados del Cenozoico compuestos por conglomerados y areniscas del Aragoniense Medio (Diaz de Neira y López Olmedo, 2000). Según el mapa de intensidades del terremoto de Lisboa de Martínez Solares (2001) Torrijos está situado en el área de intensidad V (Fig. 1), al igual





que la capital Toledo. En dicha capital no se reportaron daños en el patrimonio de la misma, aunque si se han identificado Efectos Arqueológicos de Terremotos (*Earthquake Archaeological Effects*, EAEs) asociados al terremoto de Lisboa en el hospital de Tavera (s. XVIII) (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2017).

## METODOLOGÍA

Se ha realizado una toma de datos de las estructuras de deformación en el Hospital de Torrijos, para posteriormente realizar una clasificación de los efectos utilizando la metodología propuesta por Rodríguez-Pascua *et al.* (2011) para la clasificación de EAEs. Una vez clasificados los EAEs es necesario realizar un análisis de los mismos con objeto de ver si son compatibles con una misma



Fig. 2: Plano del Hospital de Torrijos con la localización de los EAEs identificados.

dirección de movimiento medio del sustrato. Para calcular las direcciones de movimiento del sustrato se han utilizado métodos de geología estructural clásica, con objeto de orientar los daños y las deformaciones producidas en el edificio (Giner-Robles *et al.*, 2011 y 2012). Esta metodología fue aplicada con éxito durante el terremoto de Lorca de 2011 (Giner-Robles *et al.*, 2012; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2012), donde se obtuvieron trayectorias de deformación tanto a escala de toda la localidad como a escala de algunas de sus construcciones más emblemáticas como la Colegiata de San Patricio.

## RESULTADOS

La localidad de Torrijos no sufrió daños reportados en su patrimonio durante el terremoto de Lisboa. Sin embargo, se han podido observar algunas deformaciones en el Hospital de esta localidad. edificio del s. XV-XVI. En la encuesta sobre los efectos del terremoto de Lisboa en España encargada por Fernando VI al Gobernador del Conseio Supremo de Castilla, figura una carta enviada por el Alcalde Eduardo Horche describiendo los efectos de dicho terremoto en la ciudad de Torrijos (Martínez Solares, 2001). Donde dice que: ...viendo que el tercer elemento se movía y a impulso tan fatal, los edificios todos a su natural centro se inclinaban, siendo la gran bondad que de Dios tan infinita, que no obstante que las fábricas de bastante altura, que hay en esta villa, quedaron en su quicial tan fuertes.". Es posible que este movimiento tan evidente de los edificios importantes de la localidad, que pudieron ser observados a simple vista, dejasen su huella en los mismos.

Durante las obras de restauración del claustro del antiguo hospital de la localidad se han podido identificar diferentes estructuras de deformación que afectan fundamentalmente al claustro. La mayoría de ellas fueron reparadas en la época, habiendo sido descubiertas en la actualidad debido a las obras de



Fig. 3: columna desplazada de la basa de ladrillo en la pared E del claustro en el primer piso. La pared tiene una orientación N011ºE.

estabilización y restauración. Estas deformaciones son fundamentalmente cosísmicas con la identificación de reparaciones con elementos anómalos. Las podemos identificar tanto en la planta baja, como en el primer piso (Fig. 2):

- Desplazamiento de bloques de sillería: se localizan fundamentalmente en el primer piso, en el que se pueden observar desplazamientos de los fustes de las columnas de caliza sobre las basas de ladrillo (Fig. 3). Observables tanto en su lado N como en el lateral E.
- Claves caídas de arco: tan solo se ha identificado una clave caída en el primer piso en la esquina SW del claustro.
- Roturas de esquinas en bloques: se pueden observar en los fustes de dos de las columnas del borde N.
- Columnas basculadas: en este caso se pueden observar columnas de la planta baja



basculadas hacia el SW y N, con ángulos de basculamiento de hasta  $5^{\circ}$ .

 Muros plegados: el muro N del claustro está claramente plegado en su planta baja afectando al primer piso. Este pliegue se ve favorecido por el efecto ancla que suponen las dos paredes laterales perpendiculares al mismo (Fig. 4)



Fig. 4: muro N del claustro plegado. La línea amarilla discontinua es una línea recta trazada con un cordel, mientras que la línea roja sigue el borde superior del muro en la planta baja, marcando el plegamiento del mismo.

- Marcas de impacto: se han podido identificar tres marcas de impacto en la galería W del claustro, sin poder identificar el origen de dichos impactos, por lo que no se han podido medir las orientaciones de las mismas.
- Reparaciones: se han sacado a la luz varias reparaciones con elementos anómalos como columnas en la parte S del claustro (Fig. 5a) y cuñas de madera metidas entre el capitel y fuste de columnas en la parte N, así como en fracturas de las mismas (Fig. 5b).



Fig. 5: Efectos secundarios: a) elementos de reciclaje anómalos, para tapiar una puerta del lado W, utilizando bloques de sillería y fustes de columnas y b) cuñas de madera para entre fuste y capitel de columna y para estabilizar una rotura en el fuste (flechas amarillas).

La orientación media de movimiento del sustrato obtenida con estos EAEs es N015°E (Fig. 6). La parte de la iglesia ha sido totalmente restaurada, lo cual imposibilita la identificación de estructuras de deformación. Tan solo destacar que la iglesia ha perdido la fachada principal en la puerta de entrada,

la cual se encuentra favorablemente orientada a la dirección de movimiento, lo que pudo generar daños importantes y la posterior pérdida de la misma.

### **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

La congruencia en las orientaciones de los EAEs observados en el claustro del Hospital de Torrijos, puede llevar a interpretar dichos efectos como



Fig. 6: Rosa de direcciones de orientaciones medias de movimiento del sustrato obtenidas del análisis estructural geológico de EAEs.

consecuencia de un terremoto. La falta de sismicidad histórica en la zona, hace que la hipótesis de que el terremoto de Lisboa fuese el desencadenante de estas deformaciones sea la más plausible. La orientación media de movimiento del sustrato N015ºE obtenida mediante el análisis de EAEs, sería compatible con una llegada de onda sísmica desde el cabo de San Vicente donde está situado el epicentro del terremoto de Lisboa. Por este motivo interpretamos que estos EAEs pudieron ser causados por el terremoto de Lisboa de primeros de noviembre de 1755.

**Agradecimientos:** Este trabajo es una contribución de los proyectos de investigación MINECO-FEDER CGL2015-67169-P (QTECSPAIN-USAL) y EGEO IGME (Ref. 2612), desarrollado en el grupo de trabajo QTEC-AEQUA.

#### REFERENCIAS

- Diaz de Neira, J.A., López Olmedo, F. (2000). *Mapa Geológico de España, Torrijos (628)*. Segunda Serie. Ed. IGME. Madrid.
- Giner-Robles, J.L., Silva Barroso, P.G., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Bardají Azcárate, T., Garduño-Monroy, V.H., Lario Gómez, J. (2011). Evaluación del daño sísmico en edificios históricos y yacimientos arqueológicos. Aplicación al estudio del riesgo sísmico. Proyecto EDASI. Serie Investigación. Fundación MAPFRE, 96 pp.
- Giner-Robles, J.L., Pérez-López, R., Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A., Martín-González, F., Cabañas, L. (2012). Análisis estructural de daños orientados en el terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011. Aplicaciones en Arqueosismologia. *Boletín Geológico y Minero*, 123 (4), 503-513.
- Gutscher, M.A. (2005). What Caused the Great Lisbon Earthquake?. *Science*, 305, 1247-1248.
- Martínez-Solares, J.M. (2001). Los efectos en España del terremoto de Lisboa. Instituto Geográfico Nacional. Ministerio de Fomento. 756 pp.
- Martínez-Solares, J.M., Mezcua, J. (2002). Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 a.C.-1900). Instituto



Geográfico Nacional. Ministerio de Fomento, Madrid, 756 pp.

- PP.
   Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., Garduño-Monroy, V.H., Reicherter, K., (2011). A Comprehensive Classification of Earthquake Archaeological Effects (EAE) for Archaeoseismology. *Quaternary International*, 242, 20-30. DOI: 10.1016/j.quaint.2011.04.044.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Martín-González, F., Giner-Robles, J.L., Silva, P.G. (2012). Efectos arquitectónicos del terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011. Neoformación y reactivación de efectos

en su Patrimonio Cultural. *Boletín Geológico y Minero*, 123 (4), 487-502.

- Rodríguez-Pascua, M.A., Morín de Pablos, J., Perucha, M.A., Sanchez Ramos, I., Silva, P.G., González de la Cal, J.R. (2017). Los efectos del Terremoto De Lisboa de 1755 en el Hospital de Tavera, Toledo (España). *IX Reunião do Quaternário Ibérico*, Faro, 117-120.
- Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A. (2019). Catálogo de los Efectos Geológicos de los Terremotos en España. Segunda edición (revisada y ampliada). Ed. IGME, Madrid, 803pp.



# INFLUENCIA DE LA INESTABILIDAD CLIMÁTICA DURANTE EL MIS3 EN LA EXTINCIÓN DE LOS NEANDERTALES: UNA APROXIMACIÓN MULTIDISCIPLINAR



A.B. Marín-Arroyo<sup>(1)</sup>

(1) Instituto Internacional de Investigaciones Prehistóricas de Cantabria. Universidad de Cantabria. Avda de Los Castros, nº 52 39005. Santander marinab@unican.es

Abstract (Influence of climate instability during MIS3 in the extinction of Neanderthals: a multidisciplinary approach): How MIS3 climatic oscillations and the arrival of AMH to Europe affected late Neanderthals population leading to their decline is still poorly unknow, from a regional point of view. Here the results of a multidisciplinary pilot study achieved in a key region of southwestern Europe, the Cantabrian Region, are presented. The combination of ultrafiltered radiocarbon dates, Bayesian modelling, stables isotope analysis on ungulates and a zooarchaeological review provide new insights about the coexistence of Neanderthals and AMH, subsistence strategies and paleoclimate and paleoenviromental conditions at the middle to Upper Paleolithic transition. The objectives, methods and hypothesis to be tested in the recently awarded ERC-Consolidator Grant are also presented.

**Palabras clave:** Neandertales, paleoclima, subsistencia, Región Cantábrica, multidisciplinariedad *Key words:* Neanderthals, paleoclimate, subsistence strategies, Cantabrian Region, multidisciplinarity

## INTRODUCCIÓN

Hoy en día se sabe que, el reemplazo de los últimos grupos de neandertales por los recién llegados grupos de humanos anatómicamente modernos (HAM), durante la transición del Paleolítico medio al superior, no fue un proceso amplio que se produjese en el continente europeo al mismo tiempo y de la misma forma. Aún se desconoce en qué medida las oscilaciones climáticas del MIS3 y los cambios medioambientales afectaron a sus estrategias de subsistencia en los diferentes entornos ecológicos locales y regionales explotados por esos grupos neandertales, que derivaron finalmente en su declive v posterior extinción. Sin olvidar, también, cómo pudo afectar la llegada de una nueva especie humana compitiendo por unos mismos recursos alimenticios. Es por ello que conocer la variación regional y temporal de las condiciones climáticas y ambientales y la respuesta adaptativa de ambas especies humanas se torna indispensable si queremos ahondar en las causas de la extinción de los neandertales, primero a nivel regional y después, a nivel paneuropeo. El recién concedido proyecto ERC-Consolidator Grant - SUBSILIENCE financiado por el European Research Council tendrá como objetivo investigar a nivel espacio-temporal en las penínsulas del sur de Europa, entre hace unos 50 y 30.000 años, la respuesta humana en términos de subsistencia a las oscilaciones climáticas, rápidas y abruptas del final del MIS3 y la llegada de HAM.

## LOCALIZACIÓN

Aquí se presentan los resultados del estudio piloto llevado a cabo, con un marcado carácter multidisciplinar e innovador en su combinación metodológica analítica, que incluye fechas de radiocarbono con ultrafiltración, modelización bayesiana, análisis de isotopos estables y zooarqueología, focalizado en la zona norte de la Península Ibérica, concretamente en la Región Cantábrica. Esta zona es especialmente relevante dada la cantidad de evidencias de ocupaciones neandertales y HAM, además de la riqueza de materiales arqueológicos dejados por ambas especies y su buena conservación, lo que permite ahondar en las posibles causas de la desaparición de los neandertales en esta región.

## METODOLOGÍA

En la realización del estudio piloto fue indispensable, en primer lugar, establecer la cronología de la transición del Paleolítico medio al superior. Los recientes avances metodológicos en la datación por radiocarbono, mediante ultrafiltración, aplicados en ocho vacimientos de la Región Cantábrica habían proporcionado un marco temporal inicial (Higham et al., 2014; Wood et al., 2018; Maroto et al., 2012). Si bien, era necesario aplicar el mismo método al resto de vacimientos de la región que carecían, bien de dataciones, bien éstas habían sido realizadas hace tiempo o que eran controvertidas. En segundo lugar, a partir de los restos de ungulados (ciervo y caballo) con evidencias de manipulación antrópica se reconstruyeron las condiciones climáticas ambientales mediante un análisis multi-isotópico de δ13C, δ15N and δ34S en el colágeno óseo. Desde el punto de vista de la subsistencia, se revisaron los datos arqueozoológicos existentes ya publicados de los conjuntos faunísticos.

### RESULTADOS

Se realizaron un total de 46 fechas de AMS procedentes de 13 yacimientos más, con periodos de ocupación correspondientes al Musteriense final, Châtelperroniense, Auriñaciense y Gravetiense. Las nuevas fechas, en combinación con las fechas ultrafiltradas ya disponibles, permitieron construir un modelo bayesiano completo para el periodo y región. Únicamente 30 fechas ofrecieron resultados razonables. Los resultados del modelo indican que el Musteriense desapareció en la región entre el 47.9–45.1ka cal BP, mientras que el


Châtelperroniense duró entre 42.6k y 41.5ka cal BP. Musteriense y Châtelperroniense no se solaparon temporalmente, lo que indica que este último podría ser intrusivo en la zona procedente del suroeste francés. De hecho, hay un vacío temporal entre la desaparición del Musteriense y la aparición de las breves y escasas ocupaciones Châtelperronienses. La nueva cronología también sugiere que el Auriñaciense aparece entre 43.3 y 40.5 ka cal BP, brevemente superpuesto con el Châtelperroniense, y terminó alrededor de 34.6 a 33.1 ka cal, después de que el Gravetiense ya se hubiese establecido en la región. En definitiva, las recientes evidencias indica que neandertales y HAM coexistieron menos de un milenio en la Región Cantábrica (Marín-Arroyo et al., 2018).

Una vez establecida la cronología y la atribución cultural de cada nivel arqueológico a las diferentes humanas, segundo especies en lugar, se reconstruyeron las condiciones climáticas V ambientales experimentadas por ambos grupos en yacimientos concretos, que incluyen Axlor Bolinkoba en Vizcaya, Amalda, Lezetxiki, Labeko Koba, Ekain y Aitzbitarte III en Guipúzcoa y El Castillo y Covalejos en Cantabria. Los datos de carbono revelaron que, después del Musteriense, hubo un cambio en el ambiente, hacia una vegetación más abierta, vinculada a un cambio climático más amplio (Jones et al., 2018, 2019). En los valores de nitrógeno se observan una amplia variación interindividual, en ambos herbívoros, durante Musteriense, Auriñaciense y Gravetiense, lo que podría indicar que estos animales se obtuvieron de áreas isotópicamente diferentes en nitrógeno. Sin embargo, los valores de azufre realizados en varios de estos vacimientos no sugieren una variabilidad local en los lugares de caza explotados.

# DISCUSIÓN

La explicación propuesta para ese rango de variabilidad sugiere que los valores de nitrógeno están reflejando las fluctuaciones climáticas en el tiempo de formación de estos niveles arqueológicos, algo que igualmente se observa en otros registros climáticos como el polen y los núcleos marinos o del hielo. Por otro lado, desde el punto de vista de la subsistencia llevada a cabo por ambas especies humanas, la nueva cronología obliga a reconsiderar los datos arqueozoológicos disponibles hasta el momento en la Región Cantábrica e implica una revisión profunda de esos conjuntos faunísticos con una aproximación, igualmente, multidisciplinar.

# CONCLUSIONES

Partiendo de la base de los resultados obtenidos hasta el momento, se ha podido comprobar que la metodología multidisciplinar, aplicada por primera vez en la región Cantábrica ha proporcionado datos relevantes de cronología, paleoclima y paleoambiente. Al mismo tiempo también ha permitido poner a punto los análisis de isótopos estables en colágeno de ungulados para periodos críticos en antigüedad, verificando así la buena conservación del colágeno en restos biológicos de animales. El proyecto ERC- SUBSILIENCE tiene como objetivo abordar estos resultados iniciales y ampliar su campo espacial de estudio, dentro del mismo marco temporal. Para ello, se centrará en el estudio de las estrategias de subsistencia humana, mediante los análisis arqueozoológicos y tafonómicos en 20 yacimientos clave ubicados en los refugios del sur de Europa, concretamente en Serbia, Croacia, Italia y España, desde el Musteriense final al Gravetiense. Después, mediante la combinación de técnicas de arqueología, geoquímica, multidisciplinares ecología y modelización se reconstruirán las condiciones paleoeconómicas, paleoclimáticas y paleoecológicas, con una cronología de alta precisión, de tal manera que permita comprobar las patrones hipótesis planteadas: 1) qué de subsistencia en particular (si los hubo) favorecieron a los HAM sobre los neandertales, en diferentes nichos ecológicos cambiantes y 2) en qué medida las oscilaciones climáticas afectaron la extinción del neandertal en cada una de las zonas de estudio, que permitan después plantear una explicación a nivel paneuropeo.

**Agradecimientos:** Gracias al Museo de Prehistoria y Arqueología de Cantabria, al Museo Arqueológico de Bizkaia y al Gobierno Vasco por permitirnos estudiar y muestrear el material. Esta investigación ha sido financiada por el Ministerio de Economía y Competitividad (RYC-2011-07690, HAR2012-33956, HAR2017-84997-P), Santander Talent Atraction for Research (STAR1) y la Comisión Europea a través de FP7-PEOPLE-2012-CIG (Ref: 322112) y será financiado por el ERC Executive Agency (ERCEA), (ERC Consolidator Grant-818299).

# REFERENCIAS

- Higham T.; Douka K.; Wood R.; Ramsey C.B.; Brock F.; Basell L., et al. (2014). The timing and spatiotemporal patterning of Neanderthal disappearance. *Nature*, 512, 306–309.
- Jones, J.; Richards, M.; Reade, H.; Bernaldo de Quirós, F.; Marín-Arroyo, A.B. (2019). Multi-Isotope investigations of ungulate bones and teeth from El Castillo and Covalejos caves (Cantabria, Spain): Implications for paleoenvironment reconstructions across the Middle-Upper Palaeolithic transition. *Journal of Archaeological Science: Reports*, 23, 1029-1042.
- Jones, J.; Richards, M.; Straus, L.; Reade, H.; Altuna, J.; Mariezkurrena, K.; Marín-Arroyo, A.B. (2018). Changing environments during the Middle-Upper Palaeolithic transition in the eastern Cantabrian Region (Spain): direct evidence from stable isotope studies on ungulate bones. *Nature Scientific Reports*, 8, 14842.
- Marín-Arroyo A.B., Rios-Garaizar J., Straus L.G., Jones J.R., de la Rasilla M., et al. (2018) Correction: Chronological reassessment of the Middle to Upper Paleolithic transition and Early Upper Paleolithic cultures in Cantabrian Spain. *PLOS ONE*, 13(6), e0199954.
- Maroto J., Vaquero M., Arrizabalaga A., Baena J., Baquedano E., Jordá J., et al. (2012). Current issues in late Middle Palaeolithic chronology: New assessments from Northern Iberia. *Quateranry International*, 247,15– 25.
- Wood R., de Quirós F.B., Maíllo-Fernández J.M., Tejero J.M., Neira A., Higham T. (2018). Castillo (Cantabria, northern Iberia) and the Transitional Aurignacian: Using radiocarbon dating to assess site taphonomy. *Quaternary International*, 474, 56-70.



# PROPUESTA DE DECLARACIÓN DE UN GEOPARQUE EN LOS VALLES DE SOBA, ASÓN Y MIERA (CANTABRIA, ESPAÑA)



J. Bonachea <sup>(1)</sup>, F.J. Fernández-Lozano <sup>(1)</sup>, V. Rivas <sup>(2)</sup>, A. González-Díez <sup>(1)</sup>, J. Remondo <sup>(1)</sup>, G. Fernández-Maroto <sup>(1)</sup>, P. Martínez-Cedrún <sup>(1)</sup>, M. Morellón <sup>(3)</sup>, J.R. Díaz de Terán <sup>(1)</sup>

- Dpto. Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada, Universidad de Cantabria. Avda. Los Castros s/n. 39005-Santander. jaime.bonachea@unican.es
- (2) Dpto. Geografía, Urbanismo y Ordenación del Territorio, Universidad de Cantabria. Avda. Los Castros s/n. 39005-Santander.
- (3) Dpto. Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología, Universidad Complutense de Madrid, C/ José Antonio Nováis 12. 28040-Madrid

**Abstract (title of contribution):** The Atlantic Geoparks project, funded by the Interreg Atlantic Area programme, aims to highlight the Geoparks of the Atlantic area. The proposal of the Spanish candidacy for the declaration of a geopark in the valleys of Soba, Asón and Miera is presented. The territory covered is about 800 km<sup>2</sup> where different geomorphological landscapes can be found (to be highlighted: coastal and wind, fluvial, karst, slope and glaciers), as well as stratigraphic, tectonic, and paleontological features. 66 Sites of Geological Interest (Geosites) has been inventoried. In addition, there are several cultural, architectural and natural elements in the territory. The declaration of a UNESCO geopark in this part of Cantabria constitutes a great opportunity to promote the development of the territory.

Palabras clave: Geoparque UNESCO, Puntos de Interés Geológico (PIG), Valles de Soba, Asón y Miera Key words: UNESCO Geopark, Sites of Geological Interest (Geosites), Soba, Asón and Miera valleys

# INTRODUCCIÓN

El geoparque es una figura de conservación del medio natural declarada por UNESCO, con el objetivo de contribuir al desarrollo económico del territorio, a través de la difusión de su patrimonio geológico mediante actividades de educación y turismo (Carcavilla y García-Cortés, 2014; Hilario et al., 2015). En este contexto, se enmarca el proyecto "Transnational promotion and cooperation of the Atlantic Geoparks for sustainable development" (Atlantic Geoparks), financiado por la Comisión Europea, dentro del programa de cooperación Interreg Atlantic Area. Esta propuesta está liderada por la Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro (Portugal), y en ella participan 8 geoparques ya constituidos (2 de Portugal, 2 de Reino Unido, 2 de Irlanda y 2 de España), así como 2 candidaturas aspirantes (en Francia y España). En este trabajo se presenta la propuesta de la candidatura española para la declaración de un geoparque en los valles de Soba, Asón y Miera (Cantabria, España), liderada por la Mancomunidad de Municipios Sostenibles de Cantabria (MMS), que cuenta con la asistencia técnica de la Universidad de Cantabria.

La zona elegida se caracteriza por albergar un importante patrimonio geológico, con una gran diversidad de morfologías correspondientes a los principales procesos que han configurado el relieve a lo largo del Cuaternario. En conjunto constituye un excelente ejemplo de evolución del relieve del que deriva su elevado potencial científico, educativo y turístico, puesto de manifiesto en las numerosas y variadas publicaciones existentes sobre la zona. Además, a los recursos geológicos se suman otros, de carácter biológico, paisajístico y cultural, que contribuyen a la puesta en valor de esta zona, y que juegan un importante papel como motor de desarrollo socioeconómico territorial, y refuerzan las opciones de declaración como geoparque de este espacio.

## LOCALIZACIÓN

El territorio aspirante a la categoría de Geoparque **(Fig. 1)** se sitúa en la zona centro-oriental de Cantabria, limitando con las provincias de Burgos (Castilla-León) y de Vizcaya (País Vasco). Comprende total o parcialmente las cuencas correspondientes a los valles del río Miera y río Asón.



Fig. 1. Localización del área de estudio, incluyendo los límites municipales y los principales ríos.

La extensión que abarca el futuro geoparque es de 803 km<sup>2</sup>, incluyendo 20 municipios de carácter rural y urbano con características sociales y económicas muy diferentes.

#### METODOLOGÍA



El trabajo realizado ha consistido fundamentalmente en la recopilación de la información necesaria para apoyar esta candidatura.

Posteriormente, se ha elaborado una base de datos cartográfica digital, en el entorno de un SIG, que incluye los puntos de interés geológico, biológico y cultural identificados. En lo que respecta al patrimonio geológico, se han propuesto una serie de lugares de interés cuya selección se ha llevado a cabo mediante la aplicación de los criterios clásicos de este tipo de estudios (García-Cortés et al., 2014):

- tipo de interés (geomorfológico glaciar, kárstico, fluvial, costero, laderas, tectónico, paleontológico, estratigráfico, etc.).

- Valor intrínseco o científico.

- Potencialidad de uso (didáctico, recreativo, turístico).

- Presencia de otros valores complementarios (ecológico, arqueológico, etc.).

- Existencia de figuras de protección.

# PATRIMONIO DE LOS VALLES DE SOBA, ASÓN Y MIERA

En lo que se refiere a los aspectos geológicosgeomorfológicos, se han compendiado más de 130 referencias bibliográficas que han servido de base para justificar la candidatura a geoparque del territorio estudiado, y cuya relevancia se desarrolla más adelante.

Además, también se ha inventariado el rico patrimonio cultural: arquitectónico civil, religioso y etnográfico, que cuenta con elementos catalogados como Bien de Interés Cultural (BIC). Otro activo interesante, que conviene destacar es que a lo largo de la zona costera discurre el Camino de Santiago (Camino del Norte), inscrito en la lista de Patrimonio Mundial de la UNESCO, y una de las Rutas Europeas del Emperador Carlos V, incluida en el Itinerario Cultural Europeo, que otorga el Consejo de Europa. Mención especial merecen los valores arqueológicos, ya que hay presencia de restos de este tipo en 270 de las numerosas cavidades existentes en la zona, y cuya difusión se ha llevado a cabo a través de más de 75 publicaciones.

Igualmente, se ha recogido información sobre aquellos aspectos de interés biológico y paisajístico y los recursos e infraestructuras disponibles para su divulgación y disfrute. Así, existen espacios dotados de figuras de protección de espacios naturales, nacionales e internacionales, como el Parque Natural de los Collados del Asón y el Parque Natural de las Marismas de Santoña, Victoria y Joyel. Este último, además, forma parte de la Red Natura 2000, siendo tanto Zona de Especial Protección para las Aves (ZEPA), como Zona de Especial Conservación (ZEC) y, finalmente, como Humedal de Importancia Internacional Ramsar. Más del 15% de la extensión del futuro geoparque cuenta ya con alguna de estas figuras de protección, y la difusión de sus valores ambientales se lleva a cabo a través de 18 centros de interpretación.

La elevada calidad paisajística gracias, en gran medida, a la diversidad de elementos geomorfológicos puede ser admirada desde 20 miradores que cubren la mayor parte del amplio territorio.

# PATRIMONIO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

Desde el punto de vista geológico, el futuro geoparque se localiza en el sector oriental de la Cordillera Cantábrica, en la Cuenca Vasco-Cantábrica, donde afloran materiales de edad mesozoica (Triásico, Jurásico y Cretácico, con edades comprendidas entre los 270 y 65 m.a.) y, sobre todos los anteriores, una amplia variedad de depósitos cuaternarios (**Fig. 2**).



Fig. 2. Mapa Geológico del territorio del Geoparque (modificado a partir del mapa 1:100.000 del IGME; http://mapas.igme.es).

Afloran estructuras diapíricas, formadas por arcillas, yesos y sales (facies Keuper), en las que aparecen ofitas. Sobre estos materiales se desarrolla un conjunto jurásico carbonatado. Discordante sobre este substrato aparecen materiales terrígenos del Cretácico inferior, en facies Purbeck y Weald (areniscas, arcillas, limolitas, lutitas). Sobre el conjunto anterior afloran los Complejos Urgoniano (calizas arrecifales masivas) y Supraurgoniano (calizas tableadas, margas, areniscas y arcillas), del Cretácico Superior; constituyendo las mayores cumbres y, dando lugar a una línea de costa acantilada y recortada. Los materiales que corresponden a este conjunto están afectados por pliegues muy laxos y por fracturas de alto ángulo. Las principales direcciones estructurales presentan direcciones NW-SE y NE-SE (IGME, 2019).

Los rasgos descritos no están exentos de un elevado interés estratigráfico, tectónico, y paleontológico, pero el principal potencial del geoparque cántabro es la amplia densidad de sistemas morfogenéticos presentes en el paisaje, así como la buena conservación de los mismos. Este territorio presenta amplísima variedad una de morfologías deposicionales y erosivas de ambientes costeros y eólicos, fluviales, kársticos, de ladera y glaciares. Su conjunto constituye un excelente ejemplo de la por los relieves alpinos evolución sufrida preexistentes. debido procesos de а



desmantelamiento desde las cumbres más altas hasta la costa. Todas estas morfologías se localizan en un pequeño espacio, con una distancia en línea recta inferior a los 50 km., de fácil acceso y bien comunicado.

El sistema morfogenético glaciar está formado por cinco grandes unidades o sistemas, situados todos ellos en el límite meridional del geoparque, entre las comunidades autónomas de Cantabria y Castilla y León. Presentan diferentes grados de conservación y desarrollo, coexistiendo formas (circos, valles, morrenas) construidas en diferentes fases glaciares, que se atribuyen tanto a la glaciación Riss como a la Wurm (Rodriguez et al., 2015). El máximo desarrollo glaciar de esta zona se produjo entre los 44.000 y 29.000 años B.P. (Serrano et al., 2013). Aparecen restos glaciares en cotas en torno a los 600 m.s.n.m. constituyendo las más bajas de la Península Ibérica. Desmantelando las morfologías glaciares o actuando sobre los relieves situados en las zonas de cumbre aparece una amplia tipología de procesos de ladera: deslizamientos, desprendimientos, coladas, etc., que actúan tanto sobre los depósitos glaciares remodelándolos, como sobre los afloramientos rocosos.

Las grandes extensiones de calizas masivas del complejo Urgoniano, han sufrido una intensa karstificación, dando lugar a una gran diversidad de formas kársticas, tanto en superficie como en profundidad. Aparecen así extensas áreas de lapiaz y un gran número de formas endokársticas: simas, cuevas y otros conductos subterráneos que alcanzan desarrollos de extensión kilométrica. La zona del Asón es reconocida internacionalmente por su variado y rico patrimonio subterráneo. Las extensas y potentes masas de calizas aptienses lo convierten en lugar de peregrinaje de espeleólogos y científicos de todo el mundo. Es impresionante el número de cavidades kársticas existentes en la zona, más de 4000 exploradas. El sistema de Coventosa es uno de los sistemas kársticos más relevantes (Sistemas kársticos en carbonatos y evaporitas de la Península Ibérica y Baleares, del proyecto Global Geosites; García-Cortés, 2008). Investigaciones posteriores han demostrado que el Sistema de Mortillano, también incluido en el territorio de este geoparque, reúne características aún más notables que el anteriormente citado. Así mismo, algunas de estas cuevas han sido utilizadas como abrigos, al menos, durante los últimos 45.000 años y en ellas se han encontrado importantes restos rupestres, destacando los hallazgos de arte parietal, datados en unos 20.000 años (Moure et al., 1991), presentes en la cueva de Covalanas, Patrimonio de la Humanidad de la UNESCO desde 2008.

Los dos grandes ríos que surcan la zona, el Miera y el Asón, que desembocan en la ría de Cubas y de Limpias, respectivamente, han visto condicionado su curso por la geología de la zona, dejando a su paso diversas formas fluviales, entre las que destacan meandros, capturas, depósitos de terraza, etc.

La zona litoral del geoparque concentra una elevada diversidad de ambientes propios de zonas costeras de latitudes medias, lo que le confiere una elevada

representatividad. Algunos de estos espacios se encuentran entre los de mayor extensión y mejor conservados del norte de España (y de Europa). En su configuración es patente el control litoestructural, pero han intervenido también las variaciones del nivel del mar, generando estuarios, lagunas, sistemas de dunas y playas de variada tipología, así como acantilados casi verticales. Entre las diferentes tipologías de dunas eólicas adquiere especial relevancia el sistema dunar de Sonabia, constituido por trenes de dunas inactivas remontantes compuestas por barjanes y dunas longitudinales en un entramado ortogonal, que escala la ladera de la montaña. La coexistencia de ambos tipos de dunas interconectadas entre sí es un hecho singular, único a nivel mundial (Flor y Martínez, 1991).

Sobre estos relieves existen, también, numerosas turberas distribuidas desde las zonas altas hasta la misma línea de costa, con edades que oscilan entre los 10.000 años B.P. y los 2.000-4.000/5.000 años B.P. Estos ambientes tienen una gran relevancia científica, ya que permiten analizar tanto la evolución de la vegetación y el clima en la región, como las distintas posiciones del nivel del mar. Concretamente el bosque fósil de la playa de Trengandín (Noja) proporciona información excepcional sobre las variaciones del nivel del mar durante el Holoceno en el litoral cantábrico, ya que indica que entre los 2.890 B.P. y 4.070 B.P., el nivel del mar se encontraba, al menos, 2 metros por debajo del actual (Salas et al., 1996).

A partir de toda la información disponible, tanto bibliográfica como cartográfica, del Inventario Español de Lugares de Interés Geológico (<u>http://info.igme.es/ielig/</u>) que incluye, dentro del territorio en cuestión, cuatro puntos catalogados como puntos de interés geológico propuestos por Duque y Elizaga (1983), así como en base a la experiencia del grupo de trabajo, se ha propuesto un listado, que incluye 66 Lugares de Interés Geológico (LIG) (**Fig. 3**) entre los que se han seleccionado los 9 más relevantes:

1. Valle glaciar del Miera (Fig. 4): formas y depósitos glaciares y procesos de ladera.

2. Conjunto de Collados del Asón: rasgos glaciares y kársticos (glaciar de Bustalveinte y surgencia del Asón).

3. Poljé de Matienzo: interés kárstico e hidrogeológico.

4. Sistema kárstico del Mortillano: interés kárstico e hidrogeológico.

5. Sistema estructural del diapiro y depresión de *Liendo*: rasgos estructurales, procesos de ladera, kársticos y costeros, así como restos mineros.

6. Sistema de monte Candina y Dunas de Sonabia: procesos kársticos, costeros y eólicos.

7. Parque de las Marismas de Santoña, Victoria y Joyel: procesos costeros y estructurales.

8. Turbera fósil y karst en torres en playa de *Trengandín*: interés paleontológico y paleoambiental, procesos kársticos y costeros.

9. Áreas inestables de Ajanedo y Linto: procesos tectónicos y de ladera.





Fig. 3. Mapa de los lugares de interés geológicogeomorfológico inventariados en la zona.



Fig. 4. Vista del valle glaciar del Miera en la que se observa la típica forma en "U", así como diferentes depósitos morrénicos bien conservados.

Por todas estas características, fundamentalmente de tipo geomorfológico, el futuro geoparque podría ser un complemento a los ya existentes en las provincias vecinas de País Vasco (Geoparque de la Costa Vasca) y Burgos-Palencia (Geoparque Las Loras), de orientación fundamentalmente estratigráfica y estructural.

#### CONCLUSIONES

La candidatura a geoparque UNESCO, que lidera la Mancomunidad de Municipios Sostenibles de Cantabria en el marco del proyecto europeo Atlantic Geoparks, constituye una gran oportunidad para potenciar el desarrollo del territorio incluido en los valles de Soba, Asón y Miera.

El trabajo de inventario y caracterización realizado por el equipo de la Universidad de Cantabria, muestra el potencial en cuanto a patrimonio geológico que dispone el futuro geoparque: importantes formas glaciares, una gran densidad de formas kársticas, y variedad de formas fluviales y costeras. Además, este territorio cuenta con espacios y reservas naturales, patrimonio arquitectónico y cultural, y un importante número de centros de interpretación y lugares de especial valor paisajístico.

La experiencia de otros geoparques, 12 de ellos en España, demuestra que su declaración supone un

atractivo para el público y contribuye a desarrollar un turismo rural sostenible. Al incremento anual del número de visitantes a estos espacios hay que añadir la desestacionalización del turismo, atrayendo a un gran número de turistas durante todo el año. Esto se traduce en un enorme potencial para el territorio, con aparición de nuevas alternativas vitales y la generación de nichos de negocio y puestos de trabajo.

El camino para llegar a la declaración de Geoparque Unesco es largo. Si la población del entorno, las asociaciones, empresas y administraciones se implican y entienden como suy**a** la declaración de esta figura, éste podría ver la luz en un futuro próximo.

**Agradecimientos:** Este trabajo ha sido posible gracias a la financiación del proyecto Atlantic Geoparks (EAPA\_250/2016), Programa Interreg Espacio Atlántico a través del Fondo Europeo de Desarrollo Regional y a la Mancomunidad de Municipios Sostenibles de Cantabria.

# REFERENCIAS

- Carcavilla, L., García-Cortés, A. (2014). *Geoparques.* Significado y Funcionamiento. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid (España). http://www.igme.es/patrimonio/geopargues-igme2014-1.pdf
- Duque, L.C. y Elízaga, E. (1983). Puntos de Interés Geológico. Sector Oriental de la Cordillera Cantábrica. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid (España), 76 pp.
- Flor, G. y Martínez, P. (1991). Características morfológicas y sedimentológicas de las dunas eólicas de Sonabia (zona oriental de Cantabria, NO de España). *Estudios Geológicos*, 47, 317-337.
- García-Cortés, A. (Ed.) (2008). Contextos geológicos españoles: una aproximación al patrimonio geológico español de relevancia internacional. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid (España), 235 pp.
- García-Cortés, A., Carcavilla, L., Díaz-Martínez, E., Vegas, J. (2014). Documento metodológico para la elaboración del inventario español de lugares de interés geológico (ielig). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid (España), 64 pp.
- Hilario, A., Mendia, M., Monge-Ganuzas, M., Fernández, E., Vegas, J., Belmonte, A. (ed) (2015). Patrimonio geológico y geoparques, avances de un camino para todos. Cuadernos del Museo Geominero; 18. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid (España), 548 pp.
- IGME (2019). Mapa Geológico de Cantabria a escala 1/100.000 en digital. Consulta 01/04/2019. Disponible en: http://mapas.igme.es/gis/services/Cartografia\_Geologica/IG ME\_GeologicoCantabria\_100/MapServer/WMSServer
- ME\_GeologicoCantabria\_100/MapServer/WMSServer Moure, A., González-Sainz, C., González-Morales, M., (1991). Las cuevas de Ramales de la Victoria
- (Cantabria). Arte rupestre paleolítico en las cuevas de Covalanas y La Haza. Universidad de Cantabria. Santander, 86 pp.
- Rodríguez-Rodríguez, L., Jiménez-Sanchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Aranburu A. (2015). Research history on glacial geomorphology and geochronology of the Cantabrian Mountains, north Iberia (43-42°N/7-2° W). *Quaternary International*, 364, 6-21.
- Salas, L., Remondo, J., Martínez P. (1996). Cambios del nivel del mar durante el Holoceno en el Cantábrico a partir del estudio de la turbera de Tregandín. IV Reunión Nacional de Geomorfología, 237-247.
- Serrano, E., Gómez, M., González-Trueba, J.J., Turu, V., Ros X. (2013). Fluctuaciones glaciares pleistocenas y cronología en la Montañas Pasiegas (Cordillera Cantábrica). *Cuaternario y Geomorfología*, 27 (1-2), 91-110.



# DENTITION ANALYSIS OF THE PLEISTOCENE EQUIDS (Equus ferus and Equus hydruntinus) FROM THE TERRASSES DE LA RIERA DELS CANYARS SITE (BARCELONA, NE IBERIAN PENINSULA)



(1) Grup de Recerca del Quaternari (GRQ) del Seminari Estudis i Recerques Prehistòriques (SERP), Dept. Prehistòria, H. Antiga i Arqueologia, Facultat de Geografia i Història, Universitat de Barcelona, c/Montalegre 6-8, 08001 Barcelona, Spain.

**Resumen (Análisis de la dentición de los équidos Pleistocenos (Equus ferus y Equus hydruntinus) del yacimiento de Terrasses de la Riera de Canyars, Barcelona, NE Península Ibérica):** La evolución y la diferenciación de las diferentes especies de équidos que habitaron durante el Pleistoceno superior en Europa es un tópico de investigación que ha generado un gran debate por la dificultad en asignar los restos a cada taxón. En este trabajo se estudian los restos dentarios procedentes del yacimiento de Terrasses de la Riera de Canyars (Barcelona, NE Península Ibérica), datado mediante radiocarbono en ~ 34.6 (~ 39.6 cal) ka BP y donde se han recuperado numerosas piezas en buen estado de conservación tanto de *Equus hydruntinus* como de *Equus ferus*. Nuestras observaciones indican que los criterios mátricos y morfológicos no son determinantes por sí solos, pero una combinación de ambos sí. Los elementos morfológicos más diagnósticos que nos permiten diferenciar ambas especies en el caso de los dientes superiores son: la forma del protocono, la presencia o ausencia de pliegue caballino, la presencia o ausencia de surcos en los estilos y la forma del hipocono. En los inferiores: la forma del entofléxido, la profundidad del ectofléxido y la presencia o ausencia de pliegue pticostílido.

**Palabras clave:** Pleistoceno superior, Península Ibérica, *Equus ferus, Equus hydruntinus. Key words*: Late Pleistocene, Iberian Peninsula, *Equus ferus, Equus hydruntinus.* 

# INTRODUCTION

The study of Late Pleistocene equids is a matter of great interest and debate because their taxonomic identification is complex, especially that of two coeval species, *Equus ferus* and *Equus hydruntinus*. The morphological criteria for distinguishing the two taxa are difficult to apply and identification based on their metric features is not always feasible, although *E. hydruntinus* is presumed smaller than *E. ferus*. The matter is further complicated by the fact that equids present great skeletal variability and several species and sub-species have been suggested (Conti et al., 2010). Pleistocene deposits are palaeontological palimpsests containing disarticulated and fragmented equid remains which further hinders attribution to the different taxa.

Further, equid species serve as a palaeoenvironment proxy for climate reconstruction (Burke et al., 2003, Orlando et al., 2006). In this regard, both *E. ferus* and *E. hydruntinus* are associated with open landscapes and grasslands; however, the latter species is more adapted to semi-arid conditions.

This study examines the taxonomic and metric characters of equid teeth recovered from the Late Pleistocene site of Terrasses de la Riera dels Canyars (henceforth, simply, Canyars), the aim being to evaluate the feasibility of the most widely employed criteria for distinguishing equid species. Canyars provides a rich, well-preserved assemblage of equids (see Daura et al., 2013, for a full report). Equids are the most abundant taxa at the site, based on a study of metapodials which were grouped into two size clusters associated with the two equids (MNI=27 for *E. ferus*; MNI=4 for *E. hydruntinus*) (Daura et al., 2013). However, the equid teeth in the assemblage have not been studied before. In short,

this paper seeks to improve the taxonomic identification of *E. ferus* and *E. hydruntinus* using the metric and morphological criteria of their teeth remains.

# SITE DESCRIPTION

Canyars is a Late Pleistocene site that has been radiocarbon dated to ~ 34.6 (~ 39.6 cal) ka BP, corresponding to Heinrich Stadial (HS) 4. Located in the municipality of Gavà (Barcelona, NE of Iberian Peninsula) (41°17'46"N, 01°58'47"E), the site was used as a carnivore den by hyenas and other small predators such as lynx (Rosado-Méndez et al., 2015). Evidence of human presence is scarce. The assemblage is composed mainly of herbivores, with a predominance of horses (E. ferus and E. hydruntinus), followed by large bovids (Bos primigenius), red deer (Cervus elaphus), woolly rhinoceros (Coelodonta antiquitatis), wild boar (Sus scrofa), ibex (Capra pyrenaica), and elephantids. Among the carnivores, lynx (Lynx pardinus) (Rosado-Méndez et al., 2015) and hyena (Crocuta crocuta) are dominant.

# METHODOLOGY

This study undertakes the taxonomic identification of equid remains based on 112 permanent dentition, the morphological traits of which are clear and, here, well-preserved (Arceredillo, 2008b). Incisors were excluded from the analysis because they do not provide relevant taxonomic information. The deciduous teeth of immature individuals and those of senile individuals presenting advanced wear were also discarded.

We use the morphological criteria proposed in the literature to differentiate between *E. ferus* and *E. hydruntinus* teeth (Eisenmann, 1981; Arceredillo,



2016; Orlando et al., 2006; Davis, 1980; Maldonado, 1996; among others). Metrics adhere to the criteria proposed by Eisenmann et al. (1988) and are compared to selected measurements of E. *ferus* and E. *hydruntinus* from other European sites, including Valdegoba (Burgos, Spain), Pinilla del Valle (Madrid, Spain), Cueva del Búho (Segovia, Spain), Atapuerca (Burgos, Spain) and La Grotte de Prolom 2 (Crimea, Ukraine), among others.

Dentition is classified at species level only in those cases where both criteria (metrics and morphology) coincide.

Age at death of the analysed dentition is estimated on the basis of use-wear, a criterion that is taken into account to calculate the minimum number of individuals (MNI).

#### RESULTS

A high degree of morphological variability was observed in the dental remains, including those of a similar size and assumed as belonging to the same species.

Most of the permanent dental remains studied present a morphology that includes features typical of E. ferus: large protocones, presence of pli caballine, large hypoconus and presence of grooves in the styles (above all, in premolars) in the upper dentition; U-shaped entoflexid, short-length ectoflexid and welldeveloped pticostylid fold in the lower dentition (Arceredillo, 2008a; Arceredillo, 2016; Eisenmann et al., 1988; Eisenmann and Baryshnikov, 1995; Maldonado, 1996; Davis, 1980; van Asperen et al., 2012). The metrics of these teeth correspond to the size range for *E. ferus* reported from other European Pleistocene sites. Based on the upper dentition features an MNI=8 can be estimated (Fig. 1 and 2). In contrast, the other upper permanent dental remains present morphological and metric characters typical of E. hydruntinus: smaller size, morphology of the protocone ("shoe shape"), absence of or rudimentary pli caballine, absence of grooves in the styles (above all, in premolars) and narrower hypoconus (Arceredillo, 2008a; Arceredillo, 2016; Eisenmann et al., 1988; Eisenmann and Baryshnikov, 1995; Maldonado, 1996; Davis, 1980; van Asperen et al., 2012). Based on an upper M<sup>3</sup> an MNI=1 can be estimated for this smaller equid (Fig. 2).



Figure 1. Measurements of upper M<sup>3</sup> of equids from Canyars compared to other Pleistocene equids (Pérez-Ripoll, 1977; Castaños, 1983, 1984; Arceredillo, 2008; Conti et al., 2010).

Finally, a third group is formed from those remains for which no clear taxonomic or metric identification is possible. These teeth present a combination of *E. ferus* and *E. hydruntinus* morphological features and/or their metrics are unreliable. In order to be conservative, the remains are assigned just at the genus level, i.e. *Equus* sp.





# DISCUSSION

The dentition remains analysed at Canyars highlight the complexity of distinguishing between different equid species, even when applying morphological and metric criteria.

Indeed, dental morphology is of poor taxonomic value for distinguishing between equids. Several scholars (Eisenmann, 1992; van Asperen et al., 2012) suggest that *E. hydruntinus* has no specific morphological criteria for differentiating it from other Pleistocene equids and it presents a mixture of characters that are common to the *Equus* genus.

The occlusal morphology varies according to the degree of wear which could disguise some morphological characters, hindering tooth identification (Cucchi et al., 2017). For example, the pli caballine feature is normally present in *E. ferus* premolars but frequently absent from both *E. ferus* molars and *E. hydruntinuns.* This means isolated dentition is problematic for identifying this character, with anatomic identification being most feasible based on  $M^3$  and  $P^2$ .

The degree of wear can also affect tooth size, resulting in overlapping metrics for these two species. As such, we recommend using the morphological and metric criteria of permanent teeth presenting only light wear.

Interestingly, recent DNA analyses indicate that *E. hydruntinus* is closely related to *Equus hemionus* (Asiatic asses) (Burke et al., 2003; Orlando et al., 2006 & 2009). This means that in areas where both equids coexisted the taxonomic attribution of fragmentary and isolated remains is likely to be problematic.

Another matter of interest here is the use of equids as a palaeoenvironment indicator, pointing to open environments dominated by herbaceous vegetation.



The ecological requirements of *E. hydruntinus* have been related to those of hemiones and some authors suggest their adaptation to semi-arid environments and open dry grasslands (Maldonado, 1996; Burke et al., 2003; Orlando et al., 2006). Previously published palaeoenviromental data on small vertebrates and tooth wear on equids from Canyars suggest an open landscape environment (Daura et al., 2013; López-García et al., 2013; Rivals et al., 2017).

The skeletal frequencies of the Canyars' assemblage are dominated by the equid appendicular skeleton. The numbers of individuals previously calculated on the basis of metapodials (MNI=27 for *E. ferus*; MNI=4 for *E. hydruntinus*) (Daura et al., 2013) are higher than the MNIs estimated by permanent dentition, signalling a bias related to the genesis of the site accumulation and deposit transport.

#### CONCLUSIONS

Canyars is a Late Pleistocene deposit where the dentition of *Equus hydruntinus* and *Equus ferus* have been recovered and identified. The study reported here demonstrates the complexity of tooth differentiation based on metric and morphological criteria.

Based on our analysis of the assemblage, the most reliable morphological characters for distinguishing between the two species are the shape of the protocone, the presence or absence of pli caballine, the presence or absence of grooves in the styles and the shape of the hypoconus in the upper teeth; and the shape of the entoflexid, depth of the ectoflexid and the presence or absence of the pticostylid fold in the lower dentition.

The identification of *Equus hydruntinus* based on the dentition recovered at Canyars reinforces its earlier identification based on metapodials. Indeed, the presence of E. *hydruntinus* at the site has been clearly demonstrated by two skeletal portions.

Acknowledgements: This study is the result of research project "Els canvis climàtics durant el plistocè superior a la costa central catalana i l'impacte en les poblacions neandertals i humans anatòmicament moderns" (CLT009/18/00022- Servei d'Arqueologia i Paleontologia, Generalitat de Catalunya), supported by projects 2017SGR-00011 (Generalitat de Catalunya), HAR2017-86509 and (MINECO/FEDER). CGL2015-65387-C3-2-P Μ. Sanz was supported by a Juan de la Cierva postdoctoral grant (IJCI-2017-33908) and J. Daura by a Ramon y Cajal grant (RYC-2015-17667). Fieldwork was sponsored by GTI (Gavanenca de Terrenys i Inmobles, Ajuntament de Gavà).

# REFERENCES

- Arceredillo, D. (2008a). Estudio Paleontológico de los herbívoros de la Cueva de Valdegoba (Huérmeces, Burgos), Departamento de Geología, Facultad de Biología. Trabajo Fin de Máster, Universidad de Salamanca, Salamanca, 281 pp.
- Arceredillo, D. (2008b). Morphometric Differences among the Equids of the Upper Pleistocene from Valdegoba (Burgos, Spain). *Bulletin of the International Association for Paleodontology 2*, 21-26.

- Arceredillo Alonso, D. (2015). Análisis paleobiológico de los ungulados del Pleistoceno superior de la Meseta Norte. Tesis doctoral, Universidad de Salamanca, Salamanca, 350 pp
- Arceredillo, D. (2016). Análisis paleobiológico de los ungulados del Pleistoceno superior de Castilla y León (España). BAR International Series.
- Burke, A., Eisenmann, V., Ambler, G.K. (2003). The systematic position of *Equus hydruntinus*, an extinct species of Pleistocene equid. *Quarternary Research 59*, 459-469.
- Castaños, P.M. (1983). Estudio de los macromamíferos del yacimiento prehistórico de Bolinkoba (Abadiano-Vizcaya). *Kobie*. Serie Paleantropología 13, 261-298.
- Castaños, P.M. (1984). Estudio de los macromamíferos de la cueva de Santimamiñe (Vizcaya). *Kobie*. Serie Paleantropología 14, 235-318.
- Conti, N., Petronio, C., Salari, L. (2010). The Late Pleistocene Equids from "Tana delle lene" (Ceglie Messapica, Brindisi, Southern Italy). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 49, 227-236.
- Cucchi, T., Mohaseb, A., Peigné, S., Debue, K., Orlando, L; Mashkour, M. (2017). Detecting taxonomic and phylogenetic signals in equid cheek teeth: towards new palaeontological and archaeological proxies. *Royal society open science*, 4: 160997.
- Daura, J., Sanz, M., García, N., Allué, E., Vaquero, M., Fierro, E., Carrión, J.S., López- García, J.M., Blain, H.A., Sánchez-Marco, A., Valls, C., Albert, R.M., Fornós, J.J., Juliá, R., Fullola, J.M., Zilhão, J. (2013). Terrasses de la Riera dels Canyars (Gavà, Barcelona): the landscape of Heinrich Stadial 4 north of the "Ebro frontier" and implications for modern human dispersal into Iberia. *Quaternary Science Reviews 60*, 26-48.
- Davis, S. J. (1980). Late Pleistocene and Holocene equid remains from Israel. *Zoological Journal of the Linnean Soeiety*,70, 289-312.
- Eisenmann, V., Alberdi, M.T., de Giuli, C., Staesche, C. (1988). Studying fossil horses. Collected papers after the *"New York International Hipparion Conference 1981"*, New York.
- Eisenmann, V. (1992). Origins, dispersals, and migrations of Equus (Mammalia, Perissodactyla). CFS Courier Forschungs Institut, Senckenberg, 153, 161-170.
- Eisenmann, V., Baryshnikov, G.F. (1995). Equus cf. taubachensis et E. hydruntinus de la grotte de Prolom 2 (Crimee, Ukraine). Bulletin du Muséum national d'histoire naturelle 16, 329-347.López-García, J.M., Blain, H.-A., Bennàsar, M., Sanz, M., Daura, J. (2013). Heinrich event 4 characterized by terrestrial proxies in southwestern Europe. Climate of the Past 9, 1053-1064.
- Maldonado, E. (1996). *Revisión de los équidos del Pleistoceno Medio y Superior de España*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 333 pp.
- Orlando, L., Mashkour, M., Burke, A., Douady, C.J., Eisenmann, V., Hänni, C. (2006). Geographic distribution of an extinct equid (*Equus hydruntinus*: Mammalia, Equidae) revealed by morphological and genetical analyses of fossils. *Molecular Ecology* 15, 2083-2093.
- Orlando, L., Metcalf, J.L., Alberdi, M.T., Telles-Antunes, M., Bonjean, D., Otte, M., Martin, F., Eisenmann, V., Mashkour, M., Morello, F., Prado, J.L., Salas-Gismondi, R., Shockey, B.J., Wrinn, P.J., Vasil'ev, S.K., Ovodov, N.D., Cherry, M.I., Hopwood, B., Male, D., Austin, J.J., Hanni, C., Cooper, A. (2009). Revising the recent evolutionary history of equids using ancient DNA. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 106, 21754-21759.
- Pérez Ripoll, M. (1977). Los mamiferos del yacimiento musteriense de Cova Negra (Jativa, Valencia). Servicio de Investigacion Prehistorica. *Serie de Trabajos Varios Valencia* 53, 7-147.
- Rivals, F., Uzunidis, A., Sanz, M., Daura, J. (2017). Faunal dietary response to the Heinrich Event 4 in southwestern Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 473, 123-130.



- Rosado-Méndez, N.Y., Lloveras, L., Daura, J., Nadal, J., Sanz, M. (2015). Predator Agents and Leporid Accumulations: the Case of Terrasses de la Riera dels Canyars (Gavà, Barcelona, Spain). *Journal of Archaeological Method and Theory*, 22, 980-1005.
- van Asperen, Eline N., Stefaniak, K., Proskurnyak, I., Ridush, B. (2012). Equids from Emine-Bair- Khosar Cave (Crimea, Ukraine): co-occurrence of the stenonid *Equus hydruntinus* and the caballoid *E. ferus latipes* based on skull and postcranial remains. *Palaeontologia Electronica.* 15, Issue 1; 5A, 28 p



# FORMAS DEL RELIEVE GENERADAS POR FENÓMENOS DE EXPANSIÓN LATERAL Y DESLIZAMIENTO DE BLOQUES: DE FORTALEZAS NATURALES Y LUGARES SAGRADOS A VALIOSOS RECURSOS ARQUEOLÓGICOS Y PAISAJÍSTICOS



J.P. Galve <sup>(1)</sup>, M. Carrión <sup>(1)</sup>, C. Reyes-Carmona <sup>(1)</sup>, S. Gaidi <sup>(2)</sup>, G. Booth-Rea <sup>(1)</sup>, A. Jabaloy <sup>(1)</sup>, P. Ruano <sup>(1,3)</sup>, J.V. Pérez-Peña <sup>(1,4)</sup>, J.M. Azañón <sup>(1,2)</sup>, F. Melki <sup>(2)</sup>, W. Marzougui <sup>(5)</sup>

(1) Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, Campus Universitario de Fuentenueva s/n, 18071-Granada, España. jpgalve@ugr.es, mcarrion@correo.ugr.es, cristinarc@ugr.es, jabaloy@ugr.es, pruano@ugr.es, vperez@ugr.es, jazanon@ugr.es

(2) Département Géologie, Faculté des Sciences, Université de Tunis El Manar, Túnez, Túnez.

(3) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-UGR, Granada, España.

(4) Instituto Andaluz de Geofísica. Campus Universitario de Cartuja. Universidad de Granada, Granada, España.

(5) Office National des Mines, Túnez, Túnez.

Abstract (Landforms generated by lateral spreading and block sliding phenomena: From natural fortress and sacred places to valuable archeological and landscape resources): Lateral spreading and block sliding are mass movements that create spots with a high landscape value recognized by the societies who inhabit territories where those phenomena are common. This recognition may exist over the centuries, or even millennia, thus promoting that these places possess an archaeological heritage too. This paper presents four examples of this type of spots that should be included in the geological heritage due to their geomorphic singularity: La Peña de los Gitanos, Los Tajos de San Marcos and El Cortijo de Rogelio in the Granada province (Spain) and Chgega in the Bizerte province in Tunisia.

Palabras clave: Punto de interés geomorfológico, deslizamiento, arqueología, expansión rocosa, deslizamiento de bloques *Key words*: *Geomorphosite, landslide, archeology, rock spreading, block sliding* 

# INTRODUCCIÓN

La expansión lateral y deslizamiento de bloques son los términos que se utilizan para describir dos procesos que suelen aparecer asociados en la naturaleza y que consisten en grandes bloques de roca que se separan progresivamente de un macizo rocoso (i.e. expansión lateral) y se deslizan lentamente a favor de la pendiente de una ladera (i.e. deslizamiento de bloques). Estos dos procesos encadenados forman parte de una tipología de movimientos en masa muy específica. Esta suele desarrollarse en relieves formados en series subhorizontales de rocas sedimentarias donde una unidad de roca dura, p.ej. calizas o areniscas, se asienta sobre una unidad formada por litologías con comportamiento dúctil, p.ej. margas o arcillas. En ese contexto. la unidad de roca dura se fragmenta en grandes bloques definidos por sus principales familias de diaclasas. Estos bloques se separan de la unidad aflorante mediante un movimiento subhorizontal favorecido por la deformación plástica de la unidad sobre la que se asientan (Pasuto y Soldati, 2013). Conforme el movimiento de los bloques de roca progresa, ese movimiento subhorizontal evoluciona hacia un movimiento a favor de la pendiente de las laderas que rodean ese relieve por donde terminan deslizando lentamente (Mantovani et al., 2013). Ese deslizamiento suele llevar al basculamiento gradual de los bloques y su progresiva disgregación hasta su total asimilación en los materiales coluviales que tapizan el pie de las laderas. Todo este proceso genera paisajes con identidad propia y rasgos morfológicos distintivos que han sido valorados por las diversas sociedades humanas que pueblan territorios donde estos fenómenos son comunes. Este trabajo pone de manifiesto esta relación describiendo varios ejemplos estudiados durante estos últimos años en la provincia de Granada y el norte de Túnez y discute el valor patrimonial que este tipo de lugares podría poseer.

# EJEMPLOS ESTUDIADOS

A continuación se describen varios ejemplos de relieves formados por fenómenos de expansión lateral y deslizamiento de bloques que presentan un especial interés arqueológico, geológico, espiritual y paisajístico. Su localización se puede consultar en la Figura 1.

# La Peña de los Gitanos (Montefrío, Granada)

Se trata de una colina ampliamente conocida en su entorno por numerosos yacimientos sus arqueológicos (cf. Camara et al., 2005) pero no tanto por su singularidad geomorfológica, la cual sí atrajo a sus antiguos pobladores. La Peña o Las Peñas de los Gitanos, es una colina con una cúspide plana y un desnivel de alrededor de 200 m. Desde el punto de vista geomorfológico, la parte alta de la colina es en realidad una superficie estructural formada por una unidad de calcarenitas subhorizontal de edad Tortoniense. Por su especial resistencia crea un escarpe estructural de unos 30 m de altura, que coincide con el espesor de la unidad. Este escarpe que rodea toda la cúspide de la colina coincide en su segmento sureste con la cicatriz principal de un gran movimiento en masa que afecta toda la ladera suroriental.





Fig. 1: Localización aproximada de los ejemplos de movimientos en masa citados en este artículo. 1. La Peña de los Gitanos. 2. Los Tajos de San Marcos. 3. El Cortijo de Rogelio. 4. Chgega. 5. Los Dolomitas. 6. Il-Majjistral. 7. Cuevas tipo crevice de Polonia 8. Idem. de Republica Checa. 9. Trotternish. 10. Les Escletxes. 11. El Puig de Balìtx.

En esa ladera se reconocen una sucesión de callejones o trincheras de base plana, de decenas de originadas metros de anchura, por los desplazamientos laterales de bloques de calcarenita (Fig. 2). En el sector de la ladera con pendientes más pronunciadas, los bloques aparecen basculados y la ladera adquiere una configuración parecida a la de los horsts y grabens tectónicos que forma depresiones cerradas de grandes dimensiones rellenadas por materiales erosionados de la unidad calcarenítica, principalmente arena suelta v materiales arcillosos. Esta configuración se va perdiendo hacia el pie de la ladera al fracturarse cada vez más los bloques de roca en su camino ladera abajo formando finalmente depósitos o acumulaciones de bloques más pequeños (Carrión, 2018). Así, la ladera en su parte alta presenta un aspecto peculiar donde grandes grietas abiertas, paredes rocosas verticales y callejones configuran un paisaje ruiniforme lleno de pasadizos y escondrijos. Por otro lado, las amplias depresiones cerradas de la parte intermedia de la ladera ofrecen un espacio destacado por su recogimiento. Todas estas características debieron ser valoradas por las sociedades antiguas que se asentaron en ese lugar durante al menos cinco mil años, desde el Neolítico Antiguo hasta la Edad Media (Camara et al., 2005). Los yacimientos arqueológicos descubiertos allí son de diferente índole, aparecen poblados que explotarían la fácil defensa del lugar debido a sus rasgos que la convertirían en una especie de fortaleza natural; y dólmenes y necrópolis (Fig. 2) que refleian los aspectos espirituales que se podían asignar al lugar. Todos estos aspectos han ayudado además a preservar una comunidad faunística y florística típica del bosque mediterráneo muy valiosa. Actualmente, es una zona donde se realizan actividades de senderismo y escalada; y sigue

atrayendo personas por su trasfondo espiritual.



Fig. 2: Fotografía de expansión de bloques en la Peña de los Gitanos. En primer plano aparece un enterramiento de edad Neolítica.

Lamentablemente, la explotación de los recursos paisajísticos y arqueológicos de la zona se lleva a cabo a través de un ente privado.

# Los Tajos de San Marcos (Alcala de la Real, Granada)

Este paraje se sitúa al norte de la localidad de Alcala de la Real y es frecuentemente visitado por sus habitantes y visitantes siendo un referente paisajístico de su territorio. Como ocurre en la Peña de los Gitanos, el desarrollo de los fenómenos de expansión lateral y deslizamiento de bloques se produce sobre la misma unidad de calcarenitas del Tortoniense originando un paisaje similar. Cabe destacar la existencia de dos grandes bloques basculados en el escarpe principal de la ladera que podrían evolucionar hacia un movimiento de tipo "vuelco" (Fig. 3). Esta zona también se conoce por albergar edificaciones que se adaptan a ese paisaje singular y un zumacal (lugar poblado por plantas del genero Zumaque, también denominado Sumac o Rhus).

# El Cortijo de Rogelio (Albuñuelas, Granada)

Lugar poco conocido que se sitúa a solamente medio kilómetro hacia el noroeste de la localidad de Albuñuelas. Se trata de un ejemplo muy claro de expansión rocosa que tiene la peculiaridad de encontrarse actualmente activo (Fig. 4). El contexto es el mismo descrito en los dos ejemplos anteriores. De nuevo una unidad de calcarenitas del Tortoniense desarrolla este tipo de deslizamiento. Su actividad actual se refleja en las numerosas grietas abiertas y evidencias de procesos de sufusión asociados a estas últimas que evidencian un proceso de extensión a de la lo largo ladera que progresivamente separa los bloques de roca. Esta extensión se produce a favor de una superficie de deslizamiento basal situada en una unidad de lutitas inferior que presenta un alto contenido de minerales de arcilla de alta plasticidad (Reves-Carmona, 2019). El movimiento existente se ha podido detectar y medir mediante interferometría radar satélite (Galve et al., 2017).





Fig. 3: Bloques de calcarenita en el escarpe principal de los Tajos de San Marcos que presentan un movimiento de vuelco lento y progresivo.

#### Chgega (Bizerte, Túnez)

La colina de Chgega es uno de los ejemplos posiblemente más espectaculares de expansión lateral s.l. de la región mediterránea. Está situada en el interior de la provincia de Bizerte (N Túnez) y es un lugar poco conocido incluso para la población tunecina. La colina, de unos 200 m de altura, tiene una forma alargada de 1,5 km de longitud. Su característica más destacada es que justo en su cresta presenta una gran depresión de paredes verticales rellena de enormes bloques de roca caliza basculados y separados unos de otros por grandes fracturas abiertas. Esta depresión sería un enorme graben de hasta 150 m de anchura que alcanza más de 60 m de profundidad en algunas zonas, el cual señala un claro proceso de extensión (Gaidi et al., 2019). Esta extensión crea un paraje de gran contraste con el entorno ya que el graben es un lugar lleno de pasajes, callejones naturales y recovecos donde la fauna y flora silvestre encuentra un



Fig. 4: Graben o fosa rellena de materiales arcillosos y bloques (en primer plano) y horst (en segundo plano) formado por un gran bloque fracturado de calcarenita en El Cortijo de Rogelio.

ambiente muy diferente al paisaje árido y relativamente homogéneo del entorno, formado por suaves colinas cubiertas de matorral y vegetación herbácea. También es destacable la existencia alrededor del graben de profundas grietas con anchuras de escala decimétrica a métrica y profundidades que pueden alcanzar más de 50 m. El contexto geológico es similar a los casos descritos anteriormente. En el caso de Chgega es una unidad

de calizas con nummulites del Eoceno inferior (Fm. Garia) la que se fragmenta y se desplaza sobre una unidad Paleocena de margas y arcillas oscuras (Fm. Haria) (Gaidi et al., 2018). Las principales diferencias con los casos descritos es que en Chaega la serie se encuentra plegada y no se produce un deslizamiento de bloques a lo largo de la ladera. En su caso es un gran bloque de caliza de ~1,0 x ~0,5 km el que se desplaza, solamente fracturándose en su parte superior. La colina también presenta yacimientos arqueológicos con restos de época romana que se encuentran en la actualidad abandonados y sufren de continuos saqueos a causa de la falta de protección. Por la espectacularidad de su paisaje y los yacimientos existentes, Chgega parece un lugar que podría haber sido destacado en el pasado y que cayó en el olvido. Allí, un estudio histórico podría merecer la pena para conocer si en épocas anteriores Chgega había tenido importancia en la región.



Fig. 5: A) Imagen satélite de Chgega. El graben se señala mediante una flecha roja. Imagen: Google Earth. B) Fotografía del graben situado en la zona superior de Chgega. Las paredes rocosas que se observan tienen alrededor de 30 m de altura.

# **DISCUSIÓN Y OBSERVACIONES FINALES**

fenómenos de expansión lateral Los deslizamientos de bloques son poco conocidos por el público general pero los paisajes que generan estos procesos sí son reconocidos y destacados por la población de los territorios donde se desarrollan. A escala internacional podemos citar entre otros: los relieves formados por este fenómeno en los Dolomitas (Italia), como por ejemplo las torres rocosas de Cinque Torri (Soldati, 2009), el paraje de The Grabens en el Parque Nacional de Canyon Lands en EEUU (McGill y Stromquist, 1979) o el paisaje del parque natural e histórico de II-Majjistral en Malta (Devoto et al., 2012). La expansión rocosa genera también cuevas por fracturación del tipo



crevice caves (de acuerdo con Gunn, 2004) (p.ej. Margielewski y Urban, 2003; Lenart et al., 2014), algunas de las cuales han sido designadas en el Reino Unido como Lugares de Especial Interés Científico (Cooper, 1983). Es también notorio que a algunos de los paisajes como los descritos les llegan a conferir un carácter mágico o sagrado como puede ser el caso de los deslizamientos de Trotternish en la isla de Skye (Escocia) (Fenton et al., 2015). Ese lugar, por su belleza y exotismo, ha servido además de escenario para numerosos rodajes de cine (p.ej. Prometheus) o televisión (p.ej. Juego de Tronos). En España existen también ejemplos de este tipo de parajes creados por movimientos de expansión lateral y deslizamiento de bloques conocidos por el publico general como por ejemplo Les Escletxes del Papiol (Barcelona) (Crosetto et al., 2018) o El Puig de Balitx (Mallorca) (Mateos et al., 2018) donde se suelen desarrollar actividades de senderismo o escalada. Seguramente existirán más lugares que suponen recursos paisajísticos o arqueológicos relacionados con estos procesos pero todavía no catalogados o estudiados desde el punto de vista geomorfológico. Sería de gran valor realizar un inventario de ellos y poderlos incluir como Puntos de Interés Geológico. Es de destacar el hecho que Los Tajos de San Marcos, uno de los puntos destacados en este trabajo, forma parte de un Punto de Interés Geológico denominado "El Hacho de Alcalá la Real". Sin embargo, cuando se busca la descripción sobre él, no se hace mención a la existencia de los movimientos en masa descritos aquí y la especial configuración del relieve que originan. Por tanto, ese es un ejemplo donde, incluso aquellos especialistas en catalogar el patrimonio geológico, no han reconocido los procesos de ladera que forman algunos de los paisajes que a los seres humanos siempre nos han atraído por su singularidad.

**Agradecimientos:** Los estudios en los que se basa este trabajo se han realizado gracias al proyecto CGL2015-67130-C2-1-R, los contratos de los programas "Juan de la Cierva" y "Ramón y Cajal" de Jorge P. Galve, el programa Erasmus Mundus External Cooperation Window y la colaboración de la Universidad de Tunis el Manar y la Office National des Mines (ONM) de Túnez.

#### REFERENCIAS

- Cámara, J.A., Molina, F., Afonso, J.A. (2005). La cronología absoluta de "Los Castillejos en las Peñas de los Gitanos" (Montefrío, Granada). *Actas del III Congreso del Neolítico en la Península Ibérica*. Universidad de Cantabria, Santander (España), 841-852.
- Carrión, M. (2018). Estudio estructural y geomorfológico del sector de Montefrío - Peña de los Gitanos. Trabajo final de grado. Universidad de Granada, Granada (España).

- Cooper, R. (1983). Mass movement caves in Great Britain. *Studies in Speleology*, 4, 37-44.
- Crosetto, M., Copons, R., Cuevas-González, M., Devanthéry, N., & Monserrat, O. (2018). Monitoring soil creep landsliding in an urban area using persistent scatterer interferometry (El Papiol, Catalonia, Spain). Landslides, 15(7), 1317-1329.
- Devoto, S., Biolchi, S., Bruschi, V.M., Furlani, S., Mantovani, M., Piacentini, D., Pasuto, A. and Soldati, M., (2012). Geomorphological map of the NW Coast of the Island of Malta (Mediterranean Sea). *Journal of Maps*, 8(1), 33-40.
- Fenton, C., Martin, P., Cheng, F., & Murphy, B. (2015). Geomorphological analysis of large scale slope instability, Trotternish, Isle of Skye. *Engineering Geology* for Society and Territory, Vol. 2). Springer, Cham, 1037-1040.
- Gaidi, S., Reyes-Carmona, C., Galve, J.P., Pérez-Peña, J.V., Melki, F., Booth-Rea, G., Jabaloy, A., Marzougui, W., Azañón, J.M., (2019). Paradigmatic Examples of Lateral Spreading Phenomena in the Betic-Rif and Maghrebian Chains. *The Structural Geology Contribution* to the Africa-Eurasia Geology: Basement and Reservoir Structure, Ore Mineralisation and Tectonic Modelling.). Springer, Cham, 263-266.
- Galve, J.P., Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., Closson, D., Caló, F., Reyes-Carmona, C., Jabaloy, A., Ruano, P., Mateos, R., Notti, D., Herrera, G., (2017). Evaluation of the SBAS InSAR service of the European space Agency's Geohazard Exploitation Platform (GEP). *Remote Sensing*, 9(12), 1291.
- Lenart, J., Pánek, T., Dušek, R. (2014). Genesis, types and evolution of crevice-type caves in the flysch belt of the Western Carpathians (Czech Republic). *Geomorphology*, 204, 459-476.
- Mantovani, M., Devoto, S., Forte, E., Mocnik, A., Pasuto, A., Piacentini, D., Soldati, M. (2013). A multidisciplinary approach for rock spreading and block sliding investigation in the north-western coast of Malta. *Landslides*, 10(5), 611-622.
- Margielewski, W., Urban, J. (2003). Crevice-type caves as initial forms of rock landslide development in the Flysch Carpathians. *Geomorphology*, 54(3-4), 325-338.
- Mateos, R. M., Ezquerro, P., Azañón, J. M., Gelabert, B., Herrera, G., Fernández-Merodo, J. A., ... & Béjar-Pizarro, M. (2018). Coastal lateral spreading in the world heritage site of the Tramuntana Range (Majorca, Spain). The use of PSInSAR monitoring to identify vulnerability. *Landslides*, 15(4), 797-809.
- McGill, G.E. Stromquist A.W., (1979). The grabens of Canyonlands National Park, Utah: Geometry, mechanics and kinematics: *Journal of Geophysical Research*, 84, 4547-4563.
- Pasuto, A., Soldati, M., (2013). Lateral Spreading. *Treatise* on Geomorphology, Vol 7, *Mountain and Hillslope* Geomorphology. Academic Press, San Diego (EEUU), 239-248.
- Reyes-Carmona, C. (2017). Estructura del graben de Albuñuelas y su influencia en los movimientos de ladera. Trabajo final de grado. Universidad de Granada, Granada (España).
- Soldati, M. (2009). Dolomites: the spectacular landscape of the 'Pale Mountains'. *Geomorphological landscapes of the world*. Springer, Dordrecht, 191-199.



# CUANDO LA MAREA BAJA. ARQUEOLOGÍA INTERMAREAL EN LOS ESTUARIOS DE BIZKAIA (PAÍS VASCO)



#### J.M. Matés Luque

Dpto. de Geografía, Prehistoria y Arqueología, Facultad de Letras, Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea, C/ Tomás y Valiente s/n, 01006 Vitoria-Gasteiz. info@arqueocean.com

Abstract (When the tides goes down. Intertidal archaeology in the estuaries of Bizkaia, Basque Country): This paper deals with the first results of an archaeological fieldwork carried out in the estuaries of the province of Bizkaia. Such estuaries have been used and transformed since ancient times. However, little is found beyond medieval times; many of the features located are from the last 100 years or slightly more. In fact, many are results of the use of the riparian zone from the beginning of the XX century. Nevertheless, they are the results of the use of such area which should be recorded to understand better what they represent. Jetties, docks, dykes and wrecks are just some of the features found.

Palabras clave: arqueología intermareal, Bizkaia, estuario, patrimonio Key words: intertidal archaeology, Bizkaia, estuary, cultural heritage

# INTRODUCCIÓN

En esta propuesta se presentan los primeros resultados de la actuación de arqueología intermareal desarrollada en los estuarios de Bizkaia, País Vasco.

Las actuaciones en el ámbito intermareal tienen una gran profusión en otros lugares europeos, donde se llevan realizando trabajos tanto focalizando en elementos puntuales (como embarcaciones) así como otro tipo de elementos (estructuras portuarias, trampas de pesca, etc), además de entender los cambios del paisaje a través de este estudio intermareal.

El proyecto que desarrollamos trata de localizar y documentar los restos patrimoniales que se encuentran en las zonas intermareales de los estuarios de Bizkaia. Algunos de ellos ya han sido estudiados por otros autores, como los famosos cargaderos de la Orconera o el molino de marea de Marierrota. También otros autores han identificado otros elementos que no acaban de conocerse totalmente pero que, desde luego, son parte del paisaje intermareal. Sin embargo, las márgenes aún guardan otros elementos que reflejan la relación con el entorno estuarino, como son astilleros, embarcaderos, otros cargaderos, muelles, diques, rampas y escalera de carga y descarga y varios restos de embarcaciones abandonadas. También existen estructuras de pesca que están todavía activas.



Fig. 1: Localización de las rías prospectadas.

#### LOCALIZACIÓN

Las zonas investigadas son, para esta primera fase, los estuarios de las rías de Bizkaia (Fig. 1). Se ha dejado para más adelante la zona costera marina. El propósito era centrarse en los estuarios ya que teníamos conocimiento previo de que existían estos restos aunque no conocíamos cuántos ni cuáles. Por ello, la idea era tener una aproximación a la cantidad y distribución de los mismos de tal modo que sucesivas campañas de campo puedan ser mejor planificadas para la obtención de mejores datos al centrarse en los distintos elementos a documentar.

#### METODOLOGÍA

Hasta ahora el trabajo ha consistido en recorrer las márgenes de las rías en los momentos de marea baja para localizar los elementos arriba descritos así como cualquier otro que pudiera ser de interés.

La tarea no ha sido fácil puesto que algunas márgenes son suelos muy fangosos y peligrosos de recorrer. De hecho algunas zonas no se han recorrido precisamente por ello y han de ser abordadas de otro modo (Fig. 2).



Fig. 2: Ejemplo de zona muy fangosa cuya prospección se abortó. Se pueden ver unos pasos a la izquierda y abajo que no continuaron. Se dio la vuelta en esa parte de la ria.

De hecho, salvo por aquellas rías con exclusión aérea, en el resto se han hecho vuelos con dron para localizar elementos de tal modo que se sepa cómo



Fig. 3: El uso de dron para prospectar la zona de Urdaibai y su recomposición fotogramétrica ha resultado muy útil para descartar zonas.

llegar a ellos desde tierra. Algunas zonas de marisma tienen muchos pequeños canales en alguno de los cuales existen embarcaciones prácticamente ocultas. Esto ha facilitado la labor. También el uso del dron ha servido para prospectar estuarios muy anchos y valorar dónde puede haber restos; recorrer esas zonas intermedias habría sido imposible tanto a pie como con embarcación ya que se necesita una de poco calado y pequeña para poder moverse entre canales (Fig. 3).

De momento solo se han identificado los elementos geolocalizándolos con un GPS y realizando fotografías, generales y de detalle, de los elementos así como la realización de una pequeña descripción. Toda esta información se ha volcado a una base de datos donde se registran otros campos que deberán ser completados en sucesivas campañas.

# RESULTADOS

Hasta ahora se han documentado gran cantidad de elementos en la zona intermareal. Ya se han indicado cuáles: embarcaderos, cargaderos, malecones, diques, muelles, rampas y escaleras vinculadas con actividades marítimas (Fig. 4). Además existen cierto número de embarcaciones, muchas de ellas abandonadas en lo que parece ser cementerios de embarcaciones (Fig. 5).



Fig. 4: Malecon de Lazunarri (Lekeitio). Su reconstrucción precisó de un estudio y control arqueológico que ayudó a comprender mejor sus orígenes y funciones.

Algunos elementos son objetos aislados (alguna moneda, posiblemente un bolaño) mientras que otros son elementos aún por valorar su uso. Otros son elementos estructurales como las indicadas arribas. Además de ésas, existen muchos otros elementos que hay que volver a revisar para comprobar su función en la ría. Algunos postes no están claro si corresponden o no a alguna estructura clara a nivel portuario. Otras, las maderas, pueden no tener un uso claro a nivel portuario pero habrá que valorar cada una según la ría en la que se encuentren una vez que existan más elementos de juicio y de contextualización.

Otros elementos están indisolublemente unidos a ciertas rías. Así, las planchadas solo lo están en la ría de Bilbao ya que son estructuras necesarias para un uso industrial, construidas sin que se reduzca el ancho del cauce de la ría para no encajar más aún las aguas y evitar posibles niveles altos de inundación en la confluencia de marea alta y grandes bajadas de agua por lluvias.



Fig. 5: Resto de embarcaciones en la zona intermareal. Esta zona es un cementerio de embarcaciones. Algunos restos parecen estar enteros

Del mismo modo, los muertos de fondeo solo se han encontrado en la ría de Bilbao y estarían vinculado con la necesidad de grandes buques para el fondeo de ellos en puntos concreto, algo no visto en ninguna otra ría cuyo uso no son tan industriales. Algo similar ocurre con los picaderes, solo vistos en la ría de Bilbao y unidos, sin duda, a las actividades de reparación de cascos de embarcaciones. En el resto de rías parece que no son tan abundantes tales reparaciones o se hacen en otros lugares y por ello la ausencia de estas estructuras en el resto de rías.

Sin embargo, es en estas rías dónde existen molinos de marea, sin duda vinculados a ambientes más agrarios frente a un uso más industrial como es la ría de Bilbao y por ende, carente de tales molinos.

Otros elementos industriales solo están en la ría de Barbadún, vinculados al tren aéreo. Nos referimos a los caballetes; se trata de las peanas sobre las que se asentaban las torres del tren aéreo que transportaba las vagonetas.



Otros elementos de interés pero que precisan un mayor estudio son unos diques que parecen conformar canales para que el curso de agua se dirija a un lugar determinado. Y también un dique húmedo en Zorroza vinculado a actividad de astilleros industriales.

# CONCLUSIONES

Hasta ahora no se puede avanzar mucho. Existe un gran potencial que puede ser tratado desde muchos puntos de vista. Muelles, diques y rampas y escaleras indican una ampliación de márgenes naturales que fueron humanizados para diversos usos, muchos industriales sobre todo en la ría de Bilbao, la más industrializada y transformada.

Otras rías aún conservan ciertos espacios vírgenes aunque también presentan restos de interés. En algunas de ellas existen los cementerios de embarcaciones.

Sí es de interés indicar que en el ría de Bilbao, que ha sido industrializada durante mucho tiempo, aún existen estructuras de pesca vinculadas a la angula (Fig. 6). Creemos que esto es una actividad fosilizada de otras estructuras que debieron haberse dado desde tiempos medievales. En otros lugares europeos se encuentran trampas y nasas de pesca desde momentos neolíticos y medievales.



Fig. 6: Estructuras de pesca en la parte alta de la ría de Bilbao.

Está claro que las estructuras vinculadas a actividades marítimas (muelles, diques, malecones) implican una adecuación de márgenes para un uso antrópico que ha alterado la fisonomía de la misma. De hecho, los seguimientos de obra en zonas portuarias han encontrado espacios estuarinos desaparecidos en 1870. Nos referimos a la isla de Uribitarte, creada en el s. XVII al adecuar el cauce de la ría de Bilbao con un canal artificial y cuyo cauce natural fue colmatado para ganar espacio portuario en 1870 (Fig. 7).

Las siguientes fases de trabajo implican la documentación detallada de ciertos elementos. Estamos trabajando para documentar algunas embarcaciones en varias rías para poder conocer mejor su historia. Si bien algunas pueden ser relativamente recientes, otras podrían ser más antiguas.

En cualquier caso, muchas de ellas ayudarán a entender mejor los desarrollos económicos y

sociales de Bizkaia, y en lo que respecta a la ría de Bilbao, conocer el desarrollo industrial de que se conoce bastante a nivel de historia pero poco a nivel de arqueología.



Fig. 7: La isla de Uribitarte bajo el pavimiento de finales del s. XIX cuando se cerró todo ese espacio para uso de muelles industriales.

Esperamos que los siguientes estudios contribuyan a un mejor conocimiento del uso de las rías y costas a lo largo del tiempo.

**Agradecimientos:** Parte de este trabajo de investigación ha contado con una subvención del Departamento de Cultura y Política Lingüística del Gobierno Vasco.

#### REFERENCIAS

- Aberg, A., Lewis, C. (eds.) (2000). The Rising Tide. Archaeology and the Coastal Landscapes. Oxbow Books, Oxford.
- Allen, M. J., Gardiner, J. (2000). Our changing coast. A survey of the intertidal archaeology of Langstone Harbour, Hampshire. CBA Research Report 124. Council for British Archaeology, York.
- Beattie-Edwards, M., Satchell, J. (2011). The hulks of Forton Lake, Gosport. The Forton Lake Archaeology Project 2006-2009. BAR British Series 536. BAR Publishing, Oxford.
- Cohen, N., Wragg, E. (2017). 'The river's tale'. archaeology on the Thames. Archaeology on the Thames foreshore in Greater London. MOLA, London.
- Erkoreka, A. (1975). Notas en torno a unas incisuras existentes en rocas de la ría de Gernika y zonas costeras próximas. En: *Kobie* 6, 165-81.
- Fulford, M., Champion, T., Long, A. (eds.) (1997). England's Coastal Heritage. A survey for English Heritage and the RCHME. Archaeological Report 15. RCHME. English Heritage, London.
- Gómez Bravo, M., Zallo Uskola, J.C. (2017). Pecios Laida I y II (Ría de Mundaka) e inspección de los arenales de Laida y Txatxarramendi (Ibarrangelu, Sukarrieta). En: Arkeoikuska 2016, 312-15.
- Ibáñez Gómez, M., Santana Ezkerra, A., Zabala Llanos, M. (1988). Arqueología industrial en Bizkaia. Eusko Jaurlaritza. Kultura eta Turismo Saila. Gobierno Vasco. Consejería de Cultura y Turismo. Universidad de Deusto. Deustuko Unibertsitatea. Deiker. Bilbao.
- Matés Luque, J. M. (2015a) El ancla lítica de tres orificios de la playa de Karraspio (Mendexa, Bizkaia). En: *Kobie*, Paleoantropología, 34, 283-99.
- Matés Luque, J. M. (2015b). Estructuras de pesca de la ría de Bilbao, entre San Antón y La Peña. En: Arkeoikuska 2014, 196-98.
- Matés Luque, J. M. (2016a). Malecón de Lazunarri. En: Arkeoikuska 2015, 236-43.
- Matés Luque, J. M. (2016b). Ancla lítica de tres orificios, en la playa de Karraspio. En: *Arkeoikuska 2015*, 246-49.



- Matés Luque, J. M. (2016c). Maritime archaeology as a tool to understand a river town: the example of Bilbao (Basque Country, Spain). En: Actas del V Congreso Internacional de Arqueología Subacuática. IKUWA V. Un patrimonio para la humanidad Cartagena, 15-18 de octubre de 2014, 781-90.
- Matés Luque, J. M. (2018a). Arqueología intermareal en Bizkaia. En: *Arkeoikuska 2017*, 319-27.
- Matés Luque, J. M. (2018b). Arqueología marítima en la ría de Bilbao: cuando los árboles dejan ver el bosque. En: La Ribera de Deusto y Zorrotzaurre en la Ría de Bilbao. Análisis urbano, sociocultural y estético del espacio marítimo (I. Vivas Ziarrusta, A. Lekerikabeaskoa Gaztañaga, Dirs.) Maritimidades 5. Bilbao: Museo Marítimo Ría de Bilbao. Bilboko Itsasadarra Itsas Museoa, Bilbao, 299-328.
- Matés Luque, J. M. (en prensa). Arqueología intermareal en Bizkaia: primeros resultados. En: *Kobie (Serie Paleoantropología)* 36.
- Matés Luque, J. M, Alonso Rodríguez, N. (en prensa) Arqueología en la frontera (del mar). Nuevas investigaciones sobre arqueología marítima en Bizkaia y Asturias. Actas del Coloquio Arqueología de la Edad Moderna en el País Vasco. Pasado, presente y futuro (Vitoria-Gasteiz 14-15 de noviembre).

- Mansilla Hortigüela, R. (2010) Molino de marea de Marierrota o Isuntza. *Arkeoikuska 2009*, 286-89.
- Martínez Salcedo, A., Unzueta Portilla, M. (1995). El asentamiento romano de la ensenada de Portuondo (Pedernales-Mundaka, Bizkaia). En: *Kobie*, Paleoantropología, 22, 107-36.
- Merino, J. M<sup>a</sup>. (2003). Pesca artesanal de angulas desde "zotalak". En: Itsas Memoria. Revista de Estudios Marítimos del País Vasco 4, 651-56.
- Milne, G., Mckewan, C., Y Goodburn, D. (1998). Nautical archaeology on the foreshore. Hulk recording on the Medway. Royal Commission of the Historical Monuments of England, Swindon.
- Nayling, N., Caseldine, A. (1997). Excavations at Caldicot, Gwent: Bronze Age palaeochannels in the lower Nedern Valley. CBA Research Report 108. Council for British Archaeology, York.
- Serrano Abad, S. (2002). Paisaje e industria en el Bilbao del despegue (1860-1930). En: *Historia Contemporánea*, 24, 223-43.
- Tellería Sarriegi, E. (2012). Molino de Marierrota. En: *Arkeoikuska* 2011, 273-74.



# LOS LUGARES DE INTERÉS GEOLOGICO CUATERNARIOS DE LA COMUNIDAD AUTÓNOMA DEL PAÍS VASCO: NECESIDAD DE CONOCIMIENTO PARA SU GESTIÓN



M. Monge-Ganuzas (1)

(1) Dirección de Patrimonio Natural y Cambio Climático. Departamento de Medio Ambiente, Planificación territorial y Vivienda. Gobierno Vasco. Madariaga Dorretxea, San Bartolome, 34-36 48350 Busturia, Bizkaia, País Vasco. <u>manu-monge@euskadi.eus</u>

Abstract (The Quaternary geosites of the Autonomous Community of the Basque Country: need of knowledge for their management): The inventory of geosites of the Autonomous Community of the Basque Country includes 47 Quaternary geosites that have been assigned to high heritage values. These geosites are associated with coastal, karstic, hydrogeological, fluvial or even glacier features or peculiar erosive processes. However, the degree of existing scientific knowledge in this respect should be increased. Moreover, the didactic or touristic equipment and materials existing in this regard are still very scarce and it is necessary to conduct research on their fragility and vulnerability.

**Palabras clave:** LIG, Cuaternario, País Vasco, Gestión. *Key words:* Geosite, Quaternary, Basque country, Management.

# INTRODUCCIÓN

En Europa, la geoconservación ha tenido un importante desarrollo a lo largo de las últimas décadas (Burek y Prosser, 2008; Wimbledon y Smith-Meyer, 2012). En España, la aprobación de la Ley 42/2007, de 13 de diciembre, del Patrimonio Natural y de la Biodiversidad, fue un hito en la implantación de esta disciplina científica, ya que esta norma define el patrimonio geológico como parte del patrimonio natural y explicita el deber de las Administraciones Públicas respecto a su gestión. La citada Ley asimismo, contempla la creación de un Inventario de Lugares de Interés Geológico (LIG) representativo de las unidades y contextos geológicos de relevancia mundial (Díaz-Martínez et al., 2014). En la Comunidad Autónoma del País Vasco (CAPV), mediante Orden de la Consejera de medio ambiente y política territorial, de 26 de junio de 2014, se aprobó la Estrategia de Geodiversidad 2020 (Mendia et al., 2011; Arana y Monge-Ganuzas, 2013, 2015) y el Inventario de LIG (Mendia et al., 2013) para esta comunidad autónoma. Esta norma establece las bases generales para la gestión del patrimonio geológico vasco. El inventario vasco al., (Mendia et 2013) recoge 47 LIG correspondientes al periodo Cuaternario los cuales computan un tercio del total de 150 lugares inventariados. Se pone de manifiesto así, la importancia que la Administración vasca otorga a las manifestaciones geológicas del periodo Cuaternario en este territorio. El objeto de la presente comunicación es describir someramente los LIG del periodo Cuaternario de la CAPV y reflexionar acerca del grado de conocimiento existente sobre ellos y sobre los equipamientos y materiales disponibles para su uso didáctico-educativo y turístico-recreativo.

# LOCALIZACIÓN DE LA CAPV Y DESCRIPCIÓN SOMERA DE LOS LIG CUATERNARIOS

La CAPV está situada en el extremo oriental del mar Cantábrico (Figura 1). Durante el Los últimos 2,6 millones de años, esta zona está experimentando la fase final del levantamiento tectónico alpino de manera que su historia geológica se caracteriza por una erosión continuada del relieve condicionada por fluctuaciones climáticas y la instauración de los sistemas geológicos actuales. Sin embargo, el registro geológico de este periodo que actualmente conocemos es una parte mínima y fragmentada (Aranburu et al., 2014).



Fig. 1: Mapa de situación de la Comunidad Autónoma del País Vasco.

Este territorio durante el periodo Cuaternario ha sido modelado por continuas variaciones del nivel marino que han dado lugar a elementos geomorfológicos, tanto de carácter erosivo (paleo-rasas, rasas mareales, acantilados, bahías o islotes rocosos), como sedimentario (dunas colgadas pleistocenas, estuarios, dunas cementadas, dunas móviles o depósitos de escorias antropocenas cementadas) (Cearreta, 2015). También están presentes en este ámbito el resultado de procesos kársticos, en su relacionados los afloramientos mavoría con cretácicos formados principalmente por calizas o dolomías (Antiguedad et al., 2007). Son observables tanto rasgos internos subterráneos (cuevas, torcas o simas (endokarst)) como formas superficiales (depresiones, dolinas, poljes, karsts pinaculares (exokarst)). El resultado de los procesos hidrogeológicos incluye sumideros y surgencias



estrechamente relacionadas con los sistemas kársticos así como con humedales, lagos y lagunas desarrollados sobre los depósitos terciarios del sur de la CAPV (Martínez-Torres, 2000). Los procesos fluviales han dado lugar a morfologías erosivas (desfiladeros, barrancos, cascadas y meandros) y depósitos relacionados con la evolución fluvial (terrazas, llanuras de inundación y travertinos) (Eguiluz y Llanos, 1986). En las zonas de montaña se observan pináculos, crestas y mesas o relieves en cuesta, y el registro de procesos activos y los sedimentos asociados, tales como deslizamientos, desprendimientos y coluviones (Vidal et al., 2001). Es posible además observar el resultado de procesos glaciares que están muy poco representados en esta zona (Rico, 2011). Por último, destacan algunas formas erosivas peculiares (Edeso, 1988).

# LIG LITORALES

*Tómbolo del Ratón de Getaria* (X. 564786, Y 4.795404; ETRS89). Morfología litoral generada mediante erosión marina diferencial sobre depósitos flysch eocenos.

San Juan de Gaztelugatxe (X: 517377, Y: 4810557). Isla generada mediante erosión diferencial marina sobre calizas, megabrechas y abanicos turbidíticos.

Bahía de Donostia-San Sebastián (X: 581454, Y: 4.796.819). Bahía esculpida sobre margas del Cretácico superior y delimitada por areniscas eocenas.

Paleorrasa de Barrika-La Galea (X: 499607, Y:4803990). Superficie plana elevada 20 m sobre el mar datada entre 100.000 y 50.000 años.

*Dunas fósiles de Astondo* (X: 504.365, Y: 4807449). Campo de dunas cementadas de 6.020-5.710±50 años BP.

*Playa y dunas de Laga* (X: 527670, Y: 4806351). Playa encajada debido a erosión diferencial de arcillas triásicas infradyacentes.

Arenas de Barrika (X: 502784, Y: 4806851). Depósitos eólicos pre-Holocenos formados sobre una plataforma de abrasión marina previamente elevada. *Playa y dunas de La Arena* (X: 490591, Y: 4799432). Playa encajada entre calizas con un campo de dunas activo.

Playa cementada Gorrondatxe y Tunelboca (X: 497826, Y: 4802842). Acumulación sedimentaria mareal cementada con abundantes elementos antrópicos.

*Estuario del río Oka* (X: 525250, Y: 4804581). Valle fluvial hundido mesomareal rellenado con materiales de naturaleza limo-arcillosa y arenosa.

Acantilados estructurales de Pasaia-Donostia (x: 587685, Y: 4798677). Acantilado costero sobre monoclinal tipo flysch con una red hidrográfica muy activa.

Acantilado vertical de Ogoño (X: 528952, Y: 4806480). Macizo calizo litoral cretácico con acantilados y cavidades relacionadas con el modelado marino.

Conjunto geomorfológico de la rasa de Sakoneta (x: 555498, Y: 4794041). Conjunto de rasas mareales, cascadas, desprendimientos de ladera, cuevas litorales y playas.

Conjunto geomorfológico litoral de los desprendimientos de Pikote (X: 558775, Y: 4794008) Acumulaciones caóticas de bloques bajo acantilados adyacentes a una rasa mareal, playas de cantos, cascadas y/o valles colgados.

Conjunto geomorfológico de la playa de Itzurun (x: 560029, Y: 4794529). Playa de cantos y arena con

acantilados, bloques, desprendimientos de ladera y cuevas litorales.

# LIG KARSTICOS

Depresión de Urbia (X: 552821, Y: 4756806) Zona deprimida rodeada de relieves calizos margosos y arcillosos cuyas aguas se incorporan a un sistema de circulación subterránea.

*Karst de Itxina* (X: 514757, Y: 4768881) Modelado exokárstico laberíntico con dolinas, lapiaces profundos y un endokarst desarrollado.

Dolina de Árbieto (X: 500112, Y: 4761559) Depresión circular cerrada de colapso, desarrollada sobre materiales del Trías Keuper.

Campo de dolinas de Badaia (X: 511511, Y: 4.743.847) Sistema de dolinas alineadas a favor de diaclasas que abastece a las calizas de Subijana, reservorio de agua.

Karst en agujas de Peñas Blancas (X: 498590, Y: 4788727) Modelado exokárstico con un lapiaz en forma de aguias cónicas.

Polje de Olatz (X: 548042, Y: 4792991) Valle endorreico formado a favor de una falla con relleno cuaternario atravesado por un río subterráneo que aflora en varias surgencias.

*Karst de Indusi* (X: 522130, Y: 4774876) Modelado exokárstico relacionado con la existencia de pliegues que presenta un endokarst desarrollado.

Valle cerrado y dolinas de Oma y sumidero de Bolunzulo (x: 527729, Y: 4804935) Valle endorreico sobre calizas, margas y areniscas connectado con río subterráneo.

*Karst pinacular de Mutriku-Deba* (X: 551019, Y: 4793572) Relieves kársticos cónicos o hemisféricos con interdepresiones cónicas.

*Cueva de Pozalagua* (X: 468566, Y: 4.789945) Cueva sobre calizas y dolomías con espeleotemas.

*Cueva de Arrikrutz* (X: 546629,4760645) Cavidad kárstica con galerías y concreciones estalagmíticas y de colada y depósitos detríticos siliciclásticos con restos paleontológicos cuaternarios.

Cueva de Goikoetxe (x: 524009, Y: 4801169) Cueva con un fuerte control estructural con espeleotemas de colores y depósitos terrígenos.

*Torca del Carlista* (X: 468270, Y: 4789936) Sima vertical kárstica de gran extensión con formaciones espeleotémicas.

*Cueva Leze* (X: 559288, Y: 4747850) Cavidad kárstica que constituye la salida natural de un río subterráneo que provoca un salto de agua.

Yacimiento cuaternario de Kiputz Cavidad kárstica con fauna cuaternaria de entre 20.000 y 15.000 años.

# LIG HIDROGEOLÓGICOS

Surgencia del Molino de Peñacerrada (X: 523567, Y: 4721539) Manantial surgente a favor del contacto entre materiales de un diapiro y niveles dolomíticos paleocenos.

Lago de Caicedo-Yuso (X: 500716, Y: 4736219) Lago formado mediante procesos de disolución y colapso de masas de evaporitas.

Humedales y cuaternario de Salburua (X: 529879, Y: 4745249) Acuífero cuaternario detrítico con zonas donde aflora el nivel freático y forma humedales.



*Lagunas de Laguardia* (X: 535115, Y: 4711386) Conjunto de humedales mesosalinos endorreicos producidos por erosión fluvial y eólica.

Sumidero de Gesaltza (X: 547176, Y: 4760152) Sumidero kárstico de tipo dolina semicircular del río Arantzazu. Surgencias y galerías del cañón de Arantzazu (X: 548259, Y: 4758805) Manantiales y sumideros visitables con morfologías kársticas.

Surgencia de Zazpiturrieta (X: 574479, Y: 4765223) Manantial de origen kárstico con salidas a diferentes cotas propiciado por fallas.

*Manantiales sulfurosos de Aretxabaleta y Eskoriatza* (X: 540284, Y: 4763506) Conjunto de manantiales sulfurosos relacionados con la presencia de rocas evaporíticas.

*Aguas termales de Sobrón* (X: 492354, Y: 4734748) Conjunto de manantiales bicarbonatados sódicos de carácter termal (19° C).

# LIG FLUVIALES

Barranco de Igoroin (X: 548771, Y: 4736314) Cañón desfiladero fluvial excavado sobre calcarenitas y dolomías paleocenas.

Salto del Nervión en el cañón de Delika (x: 501523, Y: 4754041) Cascada de 220 m generada sobre un relieve monoclinal calizo en cuesta.

*Cascada de Goiuri* (X: 507206, Y: 4758143) cascada de 100 m relacionada con una captura fluvial originada mediante erosión remontante.

*Terrazas del río Oiartzun* (X: 591030, Y: 4794664) Cuatro grupos de terrazas fluviales cuaternarias situadas a 20-22, 10-12, 3-5 y 0-2 m sobre el nivel marino.

*Terrazas fluviales en Baños de Ebro* (X: 524959, Y: 4707554) Secuencia de 9 terrazas relacionadas con antiguas barras de meandro.

*Meandro de Iraeta* (X: 560437, Y: 4790099) Meandro fluvial compuesto por dos arcos sucesivos y barras semilunares.

*Travertinos de Ocio* (x: 514060, Y: 4722314) Depósito cuaternario de 15 metros de espesor formado por antiguas surgencias carbonatadas.

Desfiladero del río Purón (x: 481143, Y: 4743465) Encajamiento fluvial sobre calizas con tobas holocenas de hasta 25 metros de potencia.

Valles fluviales de Jaizkibel (X: 592271, Y: 4802213) Valles y red de drenaje superficial sobre areniscas eocenas con relieves en chevron sobre los acantilados costeros.

# LIG DE MONTAÑA

Deslizamiento de Elantxobe (X: 529314, Y: 4805578) Procesos de deslizamiento propiciados por un buzamiento coincidente con la pendiente que favorece el despegue a partir de discontinuidades estratigráficas.

*Deslizamientos de Matxitxako* (X: 520124, Y: 4811464) Procesos de deslizamiento propiciados por discontinuidades y la estratificación.

*Coluviones de Karrantza* (X: 466363, Y: 4790414) Depósitos de detritos relacionados estratigráficamente con terrazas fluviales.

Nicho de nivación del monte Alluitz (x: 530657, Y: 4773113) Depresión subcircular con paredes verticales relacionada con un primer estadio de formación de un circo glaciar.

*Pináculo del Pico del Fraile* (X: 496497, Y: 4757890) Monolito desarrollado mediante erosión diferencial y sistemas de diaclasas sobre calizas.

*Pináculos de Markinez* (X: 536123, Y: 4728461) Conjunto de pináculos desarrollados mediante erosión diferencial sobre las calizas y dolomías.

*Cresta y monolitos de Peña Carrias* (X: 485789, Y: 4745104) Sucesión de crestas alargada asociada a plegamiento con formas aserradas.

*Crestas y calizas de Txindoki* (X: 532891, Y: 4763713) Sucesión de crestas generada mediante erosión diferencial de calizas.

*Relieve en cuesta de las muelas de Kanpezo* (x: 545554, Y: 4724432) Relieves estructurales formados mediante erosión diferencial.

*Modelado estructural (mesa) de Orduña* (X: 495837, Y: 4760334) Plataforma estructural, relieve en cuesta, que cierra por el sur el diapiro de Orduña.

# LIG GLACIAR

Valle glaciar y morrenas de Arritzaga (x: 577379, Y: 4761967) Valle de morfología glaciar generado hace unos 30.000 años BP.

# LIG PROCESOS EROSIVOS PECULIARES

Alvéolos y formas tipo taffoni de la zona de Jaizkibel (X: 591106, Y: 4801923) Meteorización de areniscas consecuencia de las texturas de la roca y planos de estratificación, fracturas y diaclasas.

Seudo-paramoudras de Jaizkibel, (X: 592380, Y: 4802917) Icnoformas formadas por concreciones silíceas organizadas en torno a trazas de organismos marinos.

# DISCUSIÓN

La valoración que realiza el inventario de LIG cuaternarios de la CAPV (Mendia et al., 2013), les otorga un alto valor intrínseco (media: 3,20; max.: 4,00; min.: 1,75). Este hecho, probablemente, ha servido de base para que hayan sido incluidos en el inventario de la CAPV. Sin embargo, tras realizar búsquedas en la base de datos documental Scopus (https://www.scopus.com/) utilizando palabras clave que aparecen en la denominación de estos LIG observa que las reseñas cuaternarios, se bibliográficas existentes en referencia a estos LIG cuaternarios son realmente escasas. Por lo tanto, parece ser que todavía es necesario incrementar el grado de conocimiento científico acerca del origen y funcionamiento de estos LIG para que esta información científica básica pueda servir de base para su gestión.

Análogamente, se les otorga un alto valor didácticoeducativo (media: 3,10 max.: 4,00; min.: 1,80). Sin embargo, salvo alguna excepción como por ejemplo, en el caso del estuario del Oka, no se dispone todavía de centros de interpretación, equipamientos y/o materiales escritos o audiovisuales específicos que ayuden a incorporar estos LIG cuaternarios a la oferta didáctica de los centros de interpretación existentes en la CAPV, por ejemplo, parketxeak gestionados por las diputaciones forales o ekoetxeak gestionados por el Gobierno vasco. Tampoco se conoce de la existencia de materiales educativos centrados específicamente en estos LIG cuaternarios que puedan ser utilizados por la comunidad docente organizada en niveles de competencias y adecuados para cada nivel de desarrollo cognitivo de los alumnos/as.



Asimismo, pese a haberse otorgado un valor turístico-recreativo alto a los LIG cuaternarios (media: 3,07; max.: 4,00; min.: 3,18), no se tiene constancia de que exista en la actualidad una oferta estructurada y jerarquizada en la CAPV en virtud del valor asignado para poder disfrutar de los valores turístico-recreativos asignados a estos LIG. Estos recursos turístico-recreativos todavía no han sido incorporados de manera sistemática a la oferta de la CAPV por parte de las administraciones competentes en materia de turismo o de las dotaciones recreativas.

Para la correcta gestión de estos LIG cuaternarios parece que es indispensable además, establecer de una manera rigurosa la fragilidad y la vulnerabilidad de cada uno de ellos (García-Ortiz et al., 2014). Para ello, se deben tener en cuenta factores internos y externos, naturales y antrópicos, o incluso, otros asociados al uso, ya que todos ellos pueden dar lugar a la pérdida parcial o total de los diferentes valores asignados a cada LIG cuaternarios. Además, muchos de ellos están asociados a procesos geológicos activos variables estacionalmente y/o a un uso público importante, por lo que esta valoración se considera todavía más necesaria. En el documento de inventario de la CAPV se hace una aproximación muy somera a la valoración de estos parámetros, mediante el establecimiento de valores de uno a cuatro y una serie de propuestas de gestión muy generales.

# CONCLUSIONES

La CAPV presenta 47 LIG cuaternarios a los que se les ha asignado un alto valor patrimonial. Estos LIG están asociados a procesos litorales, kársticos, hidrogeológicos, fluviales o incluso a procesos glaciares o erosivos peculiares. Se estima que para la correcta gestión de los mismos se debe aumentar el grado de conocimiento científico existente. Todavía son muy pocas las publicaciones científicas al respecto. Los equipamientos y materiales turístico-recreativos didáctico-educativos y/o existentes son todavía muy escasos. Las redes de equipamientos didáctico-educativos de la CAPV todavía no han incorporado estos recursos a su oferta. Salvo en contadas ocasiones, tampoco han sido incluidos en la oferta turístico-recreativa que las administraciones con competencia, o las empresas de la CAPV ofertan. Se considera necesario realizar estudios rigurosos acerca de la fragilidad y vulnerabilidad de los mismos para así poder prever potenciales afecciones sobre los valores patrimoniales de estos LIG.

#### REFERENCIAS

- Antigüedad, I., Morales, T., Uriarte, J.A. (2007). Los acuíferos kársticos. Casos del País Vasco. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 15.3: 325-332
- Arana, G., Monge-Ganuzas, M. (2013). La estrategia de geodiversidad de la Comunidad Autónoma del País Vasco. En: *Patrimonio Geológico: un recurso para el desarrollo.* (J. Vegas, A. Salazar, E. Díaz-Martínez y C. Marchán, Eds.). Cuadernos del Museo Geominero, 15. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 297-304.
- Arana, G., Monge-Ganuzas, M. (2015). Primeros pasos en el desarrollo de la estrategia de geodiversidad de la

Comunidad Autónoma del País Vasco 2020. En: *Patrimonio geológico y Geoparques, avances de un camino para todos.* (A. Hilario, M. Mendia, M. Monge-Ganuzas, E. Fernández, J. Vegas y A. Belmonte, Eds.). Cuadernos del Museo Geominero, 18. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 231-236.

- Aranburu, A., Arriolabengoa, M., Cearreta A., González-Amuchastegui. M.J., del Val, M., Martínez-García, B., Monge-Ganuzas, M., Serrano, E. (2014). El Cuaternario de la Cuenca Vasco-Cantábrica. En: *Geología de la Cuenca Vasco-Cantábrica* (A. Bodego, M. Mendia, A. Aranburu y A. Apraiz, Eds). Servicio Editorial de la Universidad del País Vasco, Bilbao, 129-140.
- Burek C.V., Prosser C.D. (2008). The history of geoconservation an introduction. En: *The History of Geoconservation*. Special Publications 300. Burek C.V., Prosser C.D. (Eds.). The Geological Society, London, 1-5.
- Cearreta, A. (2015). Los depósitos cuaternarios del (propuesto) global geosite Uribe Kosta (Bizkaia) y la cuestión del límite Holoceno-Antropoceno. En: *Patrimonio geológico y Geoparques, avances de un camino para todos* (A. Hilario, M. Mendia, M. Monge-Ganuzas, E. Fernández, J. Vegas y A. Belmonte, Eds.). Cuadernos del Museo Geominero, 18. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 37-42.
- Díaz-Martínez, E., Salazar, A., García-Cortés, A. (2014). El patrimonio geológico en España. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 22.1, 25-37.
- Edeso, J.M. (1988): Microformas en las arenicas eocenas de la Formación Jaizkibel. *Lurralde*, 11, 57 84.
- Eguiluz, L., Llanos, H. (1986). Itinerario geológico de la estructura de Ocio. *IV Simposio nacional sobre enseñanza de la geología*, Vitoria-Gasteiz, 423-441.
- EVE/EEE (2002). Mapa geológico del País Vasco. 1:25.000. Ente Vasco de la Energía/Euskal Energía Erakundea, Bilbao, 1-486.
- García-Ortiz, E., Fuertes-Gutiérrez, I., Fernández-Martínez, E. (2014). Concepts and terminology for the risk of degradation of geological heritage sites: fragility and natural vulnerability, a case study. *Proceedings of the Geologists' Association*, 125, 463-479
- Martínez-Torres, L. M. (2000). Sobre la existencia de dos superficies de erosión con lagunas en Laguardia (Alava): implicaciones neotectónicas. *Estudios Museo de Ciencias Naturales de Alava*, 15, 41-46.
- Mendia, M., Monge-Ganuzas, M., Hilario, A. (2011). La Estrategia de Geodiversidad de la Reserva de la Biosfera de Urdaibai. En: Avances y retos en la conservación del Patrimonio Geológico de España (E. Fernández-Martínez y R. Castaño de Luis, Eds.) Actas de la IX Reunión Nacional de la Comisión de Patrimonio Geológico, Sociedad Geológica de España, Universidad de León, León, 196-200.
- Mendia, M., Hilario, A., Apellaniz, E., Aranburu, A., Carracedo, M., Cearreta, A., Eguíluz, L., Gil Crespo, P.P., González, M.J., López-Horgue, M., Martínez-Torres, L.M., y Mugerza, I. (2013). El inventario de lugares de interés geológico de la Comunidad Autónoma del País Vasco (CAPV). En: *Patrimonio Geológico: un recurso para el desarrollo* (J. Vegas, A. Salazar, E. Díaz-Martínez y C. Marchán, Eds.). Cuadernos del Museo Geominero, 15. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 457-466.
- Rico, I.I. (2011). Glaciar morphology and evolution in the Arritzaga valley (Aralar range, Gipuzkoa). *Cuaternario y Geomorfología*, 25 (1-2), 83-104.
- Vidal, R., Prieto, J.O., Cantero, M.A., Ortiz, J. y Torres, T. (2001). Estudio geomorfológico de la zona inferior del Valle de Carranza. Alrededores de la Cueva de Sta.Isabel de Ranero. Bizkaia – País Vasco. *Munibe*, 51, 3 – 17.
- Wimbledon, W.A.P., Smith-Meyer, S. (2012). Geoheritage in Europe and its conservation. ProGeo, Vienna, 405 pp.



# RECONSTRUCCIÓN DIGITAL Y ANÁLISIS ESPACIAL DEL REGISTRO GEOARQUEOLÓGICO DEL PALEOLÍTICO MEDIO DEL ABRIGO ROCOSO DE JARAMA VI Y ESTUDIO HIDRAÚLICO Y SEDIMENTOLÓGICO DE LAS PALEOINUNDACIONES DEL PLEISTOCENO SUPERIOR EN EL CAÑÓN DEL JARAMA (VALDESOTOS, GUADALAJARA, ESPAÑA)



J.F. Jordá Pardo<sup>(1)</sup>, C. Acevedo Pardo<sup>(2)</sup>, M. Alonso<sup>(3)</sup>, D. Álvarez-Alonso<sup>(4)</sup>, C. Barcia<sup>(5)</sup>, A. Díez-Herrero<sup>(7)</sup>, M. Farjas<sup>(8)</sup>, J. Garrote<sup>(9)</sup>, A. Hernández Orgaz<sup>(8)</sup>, M. Hernández Ruiz<sup>(7)</sup>, M. Kehl<sup>(10)</sup>, A.M. Maximiano Castillejo<sup>(1)</sup>, J. Molina Salido<sup>(1)</sup>, M. Navazo<sup>(6)</sup>, A. Romero<sup>(11)</sup>, Y. Sánchez Moya<sup>(9)</sup>, T. Schramm<sup>(2)</sup>, A. Sopeña Ortega<sup>(9)</sup>

- (1) Dpto. de Prehistoria y Arqueología. UNED. Paseo Senda del Rey 7, E-28040 Madrid; jjorda@geo.uned.es
- (2) Dpt. of Geodesy and Geoinformatic. HafenCity University, Hamburg. Úberseeallee 16. D-20457 Hamburg
- (3) Máster Universitario en Geología Ambiental. ÚCM.
- (4) Dpto. de Prehistoria, Historia Ăntigua y Arqueología. UCM. C/ Profesor Aranguren s/n, E-28040 Madrid
- (5) Escuela Internacional de Doctorado. UNED.
- (6) Área de Prehistoria. Dpto. de Historia, Geografía y Comunicación. UBU. Plaza Misael Bañuelos s/n. E-09001 Burgos.
- (7) Instituto Geológico y Minero de España. Calle Ríos Rosas, 23. E-28003 Madrid.
- (8) Dpto. de Ingeniería Topográfica y Cartografía. UPM. Campus Sur, Carretera de Valencia, Km 7, E-28031 Madrid
- (9) Dpto. de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología. UCM. Avda. José Antonio Nováis, 12, E-28040 Madrid
- (10) Institute of Geography. University of Cologne. Albertus-Magnus-Platz. D-50923 Cologne,
- (11) Dpto. de Geografía, Prehistoria y Arqueología. UPV/EHU. Č/ Tomás y Valiente s/n. E-01006 Vitoria-Gasteiz,

Abstract (Digital reconstruction and spatial analysis of the geoarqueological record of the Middle Palaeolithic of the rock shelter of Jarama VI and hydraulic and sedimentological study of the palaeofloods of the Upper Pleistocene in the Jarama Canyon (Valdesotos, Guadalajara, Spain): The Geosite of Jarama VI is a rock shelter containing a lithostratigraphic sequence formed by five Upper Pleistocene sedimentary units, three of wich present archaeological remains of the Middle Palaeolithic with an age older than 50 ka BP and even a bone remain of Homo neanderthalensis. In order to preserve all this analog information of this Geosite we have reviewed the traditional archaeological record of the excavations performed between 1989-1993 in order to digitize it and perform a Spatial Data Infrastructure and a spatial and statistical analysis. We have also carried out a hydraulic study of the paleo-floods observed in its sedimentary record.

**Palabras clave:** Lugar de Interés Geológico, Digitalización, Análisis espacial, Paleoinundaciones *Key words:* Geosite, Digitization, Spatial análisis, Palaeofloods

# INTRODUCCIÓN

Descubierto en 1988, en el año 2008 el abrigo rocoso de Jarama VI (Valdesotos, Guadalajara) y su yacimiento fueron incluidos en el contexto geológico "Yacimientos de vertebrados del Plioceno y Pleistoceno español", como uno de los LIG de relevancia internacional del territorio español (Jordá, 2008). Actualmente, Jarama VI ha sido catalogado por el Instituto Geológico y Minero de España como Lugar de Interés Geológico e incluido en el Inventario Español de Lugares de Interés Geológico (IELIG), según establece el RD 1274/2011. Sin embargo, en la actualidad, el yacimiento de Jarama VI no se encuentra salvaguardado por ninguna de las figuras de protección que establece la Ley 16/1985, de 25 de junio, del Patrimonio Histórico Español.

El objeto de este trabajo es presentar los resultados de nuestras últimas investigaciones en el yacimiento de Jarama VI encaminadas por un lado a la reconstrucción digital, análisis espacial y difusión de su registro arqueológico y por otro al estudio hidráulico y sedimentológico de las paleoinundaciones del Pleistoceno superior en el cañón del Jarama.

Por tanto, nuestro trabajo se centró en la aplicación de las nuevas tecnologías de la información y la comunicación al análisis e interpretación del registro

arqueológico del yacimiento musteriense con restos de neandertales del abrigo rocoso de Jarama VI, lo que conlleva la conservación, salvaguarda y almacenamiento centralizado de toda la información existente sobre el yacimiento en formatos analógicos mediante su conversión a formato digital, y en el estratigráfico e hidráulico de estudio la paleoinundación registrada en la secuencia sedimentaria de Jarama VI entre dos ocupaciones poblaciones humanas protagonizadas por neandertales (Jordá, 2007, Garrote et al., 2018).

## LOCALIZACIÓN Y CARACTERÍSTICAS DEL YACIMIENTO

El cañón del Jarama se encuentra enclavado en el borde NO de la provincia de Guadalajara (Castilla -La Mancha, España), correspondiendo el segmento del valle estudiado al término municipal de Valdesotos (Fig.1). Desde el punto de vista geográfico, la zona está situada en la vertiente meridional del extremo oriental del Sistema Central, y corresponde a un sector del Alto Valle del Jarama limitado al N por la sierra de Ayllón y Somosierra, mientras que el límite S lo marcan las llanuras y relieves tabulares de la Cuenca de Madrid.

En este marco, el Alto Valle del Jarama, en el tramo comprendido entre las localidades de Puebla de Vallés y Retiendas, corta y atraviesa una estrecha



franja de dolomías, calizas dolomíticas y calizas del Cretácico superior basculadas hacia el SE y afectadas por una intensa karstificación (Fig. 1). Este sistema kárstico se encuentra atravesado por el río Jarama que da lugar a un cañón kárstico en cuyos acantilados de ambas márgenes aparecen gran cantidad de cuevas y abrigos rocosos, exponentes de las diferentes etapas del desarrollo kárstico y del encajamiento fluvial. Esta karstificación está ligada al río Jarama, el cual ha marcado los diferentes niveles de base del karst a lo largo de su encajamiento. Por encima de las calizas cretácicas y de forma discordante, aparecen depósitos detríticos terciarios generados por abanicos aluviales en una etapa anterior al emplazamiento y encajamiento del río Jarama.

Algunos de estos abrigos rocosos y cuevas contienen en su interior depósitos con registro arqueológico, como el abrigo rocoso de Jarama VI, con restos óseos de *Homo neanderthalensis* (Lorenzo *et al.*, 2012) y ocupaciones musterienses con una edad superior a 50 ka (Kehl *et al.*, 2013).

El yacimiento arqueológico de Jarama VI se compone de cinco unidades litoestratigráficas principales. La secuencia se apoya sobre la roca del sustrato y comienza con un nivel de alteración del sustrato (JVI.Alt), al que sigue un depósito formado mayoritariament por clastos de caliza autóctona producidos por gelifracción con escasa matriz arenoso-limosa (JVI.3) con abundantes restos arqueológicos.

Separado del anterior por una marcada cicatriz erosiva, sigue un depósito fluvial articulado (JVI.3) en tres subunidades. La inferior (JVI.2.3) es una alternancia de arenas, limos y arcillas fluviales depositada durante, al menos, dos episodios principales de inundación producida por el río Jarama, en la que se observa un tramo central limoso con restos arqueológicos. Sigue un depósito limoso-arcilloso de llanura de inundación (JVI.3.2) con restos arqueológicos y, finalmente, sobre el techo de este aparece un nivel de transición con el nivel suprayacente (JVI.3.1) de escaso espesor.

El contacto entre el depósito fluvial y el suprayacente es erosivo y este último se compone de clastos de caliza autóctona con una matriz limoso-arcillosa de color rojo (JVI.1), con materiales arqueológicos y escasa extensión conservada. La secuencia culmina con una brecha y corteza estalagmítica (JVI.K) de la que quedan escasos restos.

# METODOLOGÍA

Para alcanzar los objetivos propuestos se siguió la siguiente secuencia de actividades:

-1. Recopilación de toda la documentación existente sobre Jarama VI (proyectos de investigación, permisos de excavación, informes anuales, diarios de excavación, hojas de inventario, dibujos, esquemas y croquis, diapositivas, fotografías, publicaciones, etc.)

-2. Obtención de una planimetría topográfica digital de detalle georreferenciada del Alto Valle del Jarama



Fig. 1: Situación y mapa geológico del cañón del Jarama en los alrededores de Valdesotos (Guadalajara) con indicación de la situación de Jarama VI (a partir de IGME GEODE 50 en línea).

en el entorno del abrigo rocoso de Jarama VI y del propio abrigo rocoso de Jarama VI.

-3. Escaneado láser 3D del abrigo rocoso de Jarama VI, generación de plantas y alzados y generación de un modelo digital 3D del abrigo rocoso, su yacimiento y su entorno.

-4. Digitalización de los datos analógicos obtenidos en las excavaciones realizadas en Jarama VI y en posteriores investigaciones.

-5. Integración de los datos una vez digitalizados en una Infraestructura de Datos Espaciales (IDE) del abrigo rocoso de Jarama VI, para posteriormente poder establecer las relaciones entre los datos a través de un protocolo estándar.

-6. Análisis estadístico y espacial e interpretación de los datos integrados en la IDE.

-7. Estudio hidrodinámico de las paleoinundaciones registradas en la secuencia sedimentaria de Jarama VI, reconstrucción de la magnitud de dichas avenidas, estudio sedimentológico de detalle de la secuencia fluvial y recuperación de una lámina de réplica (*peel*) de los sedimentos fluviales.

-8. Creación de una página web con los resultados del proyecto que incluya entre otras cosas todas las publicaciones existentes hasta el momento sobre el registro arqueológico del abrigo rocoso de Jarama VI, y difusión y explotación de los resultados mediante publicaciones científicas, comunicaciones en congresos, conferencias y charlas.

# RESULTADOS

Respecto a los trabajos de topografía, a partir de los datos obtenidos durante la fase de trabajo de campo y durante los trabajos posteriores de gabinete hemos obtenido los Modelos Digitales del Terreno (MDT) del cañón del Jarama y del abrigo rocoso de Jarama VI y su yacimiento arqueológico. Además, se han integrado todos los datos obtenidos del cañón del Jarama en una aplicación en línea de la empresa Scanner Patrimonio e Industria S.L. denominada Point Cloud 3D, que integra el MDT junto con una serie de herramientas para su visualización desde



diferentes puntos de vista y para la obtención de secciones en los puntos donde se requiera.

Una vez digitalizados los datos y obtenido los MDT del abrigo rocoso, yacimiento y cañón, integramos todo ello en una IDE. Para ello, en primer lugar, procedimos a la mecanización y restitución digital del registro arqueológico, mediante el desarrollado una base de datos relacional en la que introdujimos todas los objetos (líticos, óseos) inventariados de los que poseemos datos. Después, rediseñamos en formato CAD el conjunto de planos que se dibujaron en su momento en papel milimetrado. Una vez hecho esto, reposicionamos en el plano y en su antigua localización cada pieza del registro arqueológico de la que poseíamos medidas de referencia, dotando además de coordenadas UTM a cada punto mediante la georreferenciación de los planos rediseñados en formato CAD. Finalmente. incorporamos estos puntos ya procesados al MDT 3D desarrollado para el abrigo (Fig. 2).



Fig. 2: Distribución espacial de todos los objetos arqueológicos coordenados durante las excavaciones de Jarama VI, posicionados en el MDT.

Por otra parte, también revisamos los diferentes levantamientos estratigráficos realizados en papel y en formato digital, que actualizamos de acuerdo con los nuevos datos obtenidos en campo y pasamos a formato CAD. El resultado es la obtención de una serie de gráficos que muestran la dispersión de los restos arqueológicos en su posición original dentro del yacimiento (Fig. 2), y de las secciones estratigráficas longitudinales de la excavación con la proyección de los restos arqueológicos (Fig. 3).

Una vez realizado todo lo anterior procedimos a llevar a cabo el análisis estadístico y espacial a partir de la distribución de los objetos arqueológicos, tanto líticos como óseos, en los diferentes niveles que componen la estratigrafía del vacimiento. Este análisis espacial presenta una serie de limitaciones derivadas de que solo se excavó, grosso modo, entre un 15 y un 20% del vacimiento mediante dos catas perpendiculares (longitudinal y transversal) y no todos los niveles identificados poseen la misma extensión excavada. Por tanto, asumimos que con los datos parciales con que contamos no podremos alcanzar una interpretación concluyente sobre el espacio social de los grupos neandertales de Jarama VI; no obstante, sí creemos que podemos perfilar algunas tendencias generales acerca de qué acciones, agentes y condicionantes participaron de las distribuciones espaciales observadas.

Así, el análisis de la direccionalidad, nos indica que la unidad JVI.3 presenta una anisotropía acentuada (NO-SE) hacia el exterior, que disminuye en los cuadros interiores, debida a que la carga cinética de la inundación alcanza los ítems estratigráficamente superiores de los cuadros exteriores, cuya traslación y rotación indican la posible trayectoria de la corriente (Fig. 4). La subunidad JVI.2.3 ofrece una baja anisotropía (NO-SE) en el exterior debida a una débil escorrentía fluvial en un momento de retirada de las aguas de la inundación, mientras que en el interior, la baja anisotropía global puede estar relacionada con la circulación de personas y la actividad animal. Para la subunidad JVI.2.2, contamos con pocos datos, pero aun así presenta una baja anisotropía que puede estar relacionada con la circulación de personas, especialmente en torno al hogar de E4, y la actividad animal. Finalmente, la unidad JVI.1, también con pocos datos, ofrece una baja anisotropía relacionada son la escorrentía superficial y el la circulación de personas y la actividad animal.

El análisis por tamaño, peso y volumen de los objetos líticos, lo hemos podido aplicar a la unidad JVI.2, que refleja una tendencia en el área central hacia los valores bajos de volumen, peso y superficie de las piezas, mientras que en las zonas alejadas las piezas más grandes aparecen con mayor frecuencia; todo ello se confirma independientemente de si consideramos la distinción de subunidades o no. Existe pues, una autocorrelación positiva ("atracción espacial") entre los valores bajos y entre los valores altos, así como negativa ("repulsión espacial") entre piezas grandes y pequeñas, lo que puede vincularse a la reproducción del espacio social (mantenimiento, limpieza) en torno al hogar.

En cuanto al estudio de las paleoinundaciones, el análisis detallado de la secuencia fluvial de la unidad JVI.2 nos ha permitido identificar al menos dos episodios principales de inundación por parte del río Jarama, que obligaron a los habitantes neandertales del abrigo a abandonarlo para volver a él una vez retiradas las aguas. El estudio hidráulico de estas paleoinundaciones, mediante el software de modelización hidráulica bidimensional Iber (Bladé et al., 2014), en una primera aproximación nos ha ofrecido un valor de caudal punta de la avenida para la configuración topográfica actual situado en un rango entre 5000 y 5500 m $^3$  s $^1$ ; mientras en el caso del escenario paleogeográfico con el fondo del lecho a +7 m sobre el actual, estos valores de caudal punta rondan los 4100 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>. Para este yacimiento se valoró la sensibilidad del modelo hidráulico respecto al coeficiente de Manning, mediante el incremento v reducción de los valores del mismo en un 25%. Considerando estas variaciones en la rugosidad del terreno, el valor de caudal punta óptimo para la deposición de los sedimentos encontrados fluctúa entre 3700 – 4600 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>.

Finalmente, hemos integrado toda la información en una página web que pronto estará disponible para la comunidad científica y el público interesado.



Fig. 3: Sección estratigráfica longitudinal de la excavación de Jarama VI con proyección de los objetos arqueológicos.

# CONCLUSIONES

Consideramos que la conservación de los LIG cuaternarios en los que se ha intervenido mediante excavaciones arqueológicas y/o paleontológicas antes de la era digital exige, no solo la protección y conservación del sitio físico por parte de las competentes, autoridades sino también la preservación de la documentación analógica recuperada por los investigadores en el transcurso de las excavaciones efectuadas en el pasado. Además, una vez recopilada toda esa información, más la existente en formato digital sobre el sitio, debe incorporarse a una IDE a partir de la cual se pueda manejar adecuadamente. Para ello se precisa la obtención previa de un MDT para el LIG en cuestión y su entorno, así como toda aquella información relativa a la formación y transformación de su registro arqueosedimentario.

En este sentido en Jarama VI hemos tratado de salvaguardar todo el conocimiento adquirido sobre este LIG, además de obtener nueva información sobre su registro arqueosedimentario, en este caso, referido a las características sedimentológicas de sus depósitos de paleoavenidas y la magnitud del caudal de estas. Para finalizar, estamos en proceso de poder ofrecer a la comunidad científica y a los interesados, toda esta información sobre el LIG cuaternario del abrigo rocoso de Jarama VI a través de una página web.

**Agradecimientos:** Este trabajo se ha realizado en el marco de los proyectos "Reconstrucción digital, análisis espacial y difusión del registro arqueológico del yacimiento del Paleolítico medio de Jarama VI (Valdesotos, Guadalajara) mediante las nuevas tecnologías de la información y de la comunicación" y "Estudio hidráulico y sedimentológico de las paleoinundaciones del Pleistoceno superior en el cañón del Jarama y análisis espacial del registro geoarqueológico del yacimiento del Paleolítico medio de Jarama VI (Valdesotos, Guadalajara)" financiados por la Junta de Comunidades de Castilla–La Mancha durante los años 2017 y 2018 y por el Departamento de Prehistoria y Arqueología de la UNED.

# REFERENCIAS

- Bladé, E., Cea, L., Corestein, G., Escolano, E., Puertas, J., Vázquez-Cendón, E., Dolz, J., Coll, A. (2014). Iber: herramienta de simulación numérica del flujo en ríos. Revista Internacional de Métodos Numéricos para Cálculo y Diseño en Ingeniería, 30(1), 1-10.
- Garrote, J., Diez-Herrero, A., Álvarez-Alonso, D., Andrés-Herrero, M. de, Jordá Pardo, J.F., Hernández, M. Bodoque, J.M., Alonso, M., Gil, J. (2018). Reconstrucción hidráulica de paleo-avenidas en el entorno del Sistema Central para yacimientos arqueológicos musterienses (Pleistoceno superior). En: *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del Cambio Global sobre los procesos geomorfológicos* (García, C., Gómez-Pujol, L., Moran-Tejeda, E., Batalla, R.J., Eds.). Universitat de les Illes Balears y SEG, Palma, 345-346.
- IGME Geode 50 (en línea). *Mapa Geológico Continuo de España a escala 1/50.000, Continuous Geological map of Spain scale 1/50.000.* <<htp://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/geode.a spx>> [fecha de consulta: 03/05/2019].
- Jordá, J.F. (2007). The wild river and the last Neanderthals: A palaeoflood in the geoarchaelogical record of the Jarama Canyon (Central Range, Guadalajara province, Spain). *Geodinamica Acta*, 20/4, 209-217.
- Jordá, J.F. (2008). Yacimientos de vertebrados del Plioceno y Pleistoceno español. En: Contextos Geológicos Españoles. Una aproximación al patrimonio geológico español de relevancia internacional (A. García Cortés, J. Águeda Villar, J. Palacio Suárez-Valgrande, C. Salvador González, Eds.), capítulo 17. IGME, Madrid, 171-183.
- Kehl, M., Burow, C., Hilgers, A., Navazo, M., Pastoors, A., Weniger, G.-C., Wood, R., Jordá Pardo, J.F. (2013).
  "Late Neanderthals at Jarama VI (central Iberia)?". *Quaternary Research*, 80 (2), 218-234.
- Lorenzo, C., Navazo, M., Díez, J.C., Sesé, C., Arceredillo, D., Jordá Pardo, J.F. (2012). New human fossil to the last Neanderthals in central Spain (Jarama VI, Valdesotos, Guadalajara, Spain). *Journal of Human Evolution*, 62, 720-725.



# PROPUESTA METODOLÓGICA PARA LA DELIMITACIÓN DE ZONAS DE AFECCIÓN DE LOS LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO EN ZONAS KÁRSTICAS DE LA COMUNIDAD AUTÓNOMA DEL PAÍS VASCO



(1) Dpto. de Química Aplicada, Facultad de Química, Universidad del País Vasco (UPV/EHU), 20018 Donostia-San Sebastián, Gipuzkoa. maite.meaurio@ehu.eus

(2) Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco (UPV/EHU), Bª Sarriena s/n 48940 Leioa, Bizkaia. arantxa.bodego@ehu.eus

(3) Dpto. de Expresión Gráfica y Proyectos de Ingeniería, Escuela de Ingeniería de Bilbao, Universidad del País Vasco (UPV / EHU), Rafael Moreno "Pitxitxi" nº2, 48013 Bilbao, Bizkaia. irantzu.alvarez@ehu.eus

(4) Doto. de Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco (UPV/EHU), Bª Sarriena s/n 48940 Leioa, Bizkaia. arantza.aranburu@ehu.eus

(5) Dpto. de Geodinámica, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco (UPV/EHU), Bª Sarriena s/n 48940 Leioa, Bizkaia. <u>ane.zabaleta@ehu.eus; tomas.morales@ehu.eus;</u> inaki.antiguedad@ehu.eus

(6) Grupo de Procesos Hidro-Ambientales, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco (UPV/EHU), Ba Sarriena s/n 48940 Leioa, Bizkaia

Abstract (Methodological proposal to delimitate the affection areas of the geosites of the Autonomous Community of the Basque Country): Lately the interest on the geodiversity, the Geological Heritage and its conservation has increased notably. However, there is not a consensus about a methodology to map geosites, and less, a methodology to delimit its affection area, since many geosites may be susceptible to actuations out of its limits. The importance of this problematics increases in geosites related to active hidro/geomorphologic processes, which one of them are the karstic systems. In this work, by means of geosite analysis of the Autonomous Community of the Basque Country, we propose a methodology to establish the affection area of geosites in karstic systems, which is based on the geosite type (caves –endokarst-, exokarst, and spring and swallow holes) and its hydrogeological activity.

**Palabras clave:** Lugar de Interés Geológico (LIG), área de afección, sistema kárstico, procesos hidro/geomorfológicos **Key words**: geosites, affection area, karstic system, hydro/geomorphological processes

# INTRODUCCIÓN

En las últimas dos décadas el interés por la geodiversidad y el patrimonio geológico ha aumentado notablemente. Así, muchos estados y regiones han realizado inventarios de Lugares de Interés Geológico (LIG) para dar a conocer su riqueza geológica. Sin embargo, su delimitación no ha estado exenta de problemáticas a la hora de diseñar una metodología para su cartografía (e.g. Fuertes-Gutierrez y Fernández-Martínez, 2012; Bodego et al., 2017). De igual manera, el interés por la conservación del patrimonio geológico ha aumentado (e.g. Elízaga et al., 1994; Carcavilla et al., 2007) y en la actualidad se trabaja en desarrollar propuestas administrativas para su protección. Sin embargo, pese a delimitar un LIG y establecer ese perímetro de afección, algunos LIG pueden ser vulnerables a actuaciones fuera de sus límites.

En la Comunidad Autónoma del País Vasco (CAPV) se han definido 150 LIG mediante la "Estrategia de Geodiversidad de la CAPV, 2020" (Gobierno Vasco, 2014). En las fichas individuales de cada LIG se realiza una valoración sobre la vulnerabilidad intrínseca y el riesgo geológico por factores externos y causas antrópicas. Asimismo, el Gobierno Vasco encargó el diseño de una metodología que sirviese para la cartografía y delimitación de los LIG, y su área de afección (Bodego et al., 2017). No obstante, la diversidad geológica de los 150 LIG dificulta el diseño de una metodología única para la definición del área de afección de estos LIG (Bodego et al.,

2017). Los LIG más problemáticos son aquellos relacionados con procesos hidro/geomorfológicos activos, entre ellos los sistemas kársticos.

Los sistemas kársticos son altamente complejos por su heterogeneidad debida a la alta variabilidad espacial de su porosidad (porosidad de la matriz de roca, porosidad de fractura y sistema de fracturación y porosidad del conducto) (Ford y Williams, 2007). Es precisamente en estos sistemas en los que es más necesario y a la vez difícil delimitar un área de afección. En el País Vasco se han realizado algunos trabajos para la gestión y la evaluación del riesgo en sistemas kársticos (e.g. Angulo et al., 2013; Álvarez et al., 2018). Sin embargo, no existe una metodología consensuada para evaluar el área de afección de un sistema kárstico. Por lo tanto, el objetivo principal de este trabajo es dar los primeros pasos en la delimitación del área de afección de los LIG en zonas kársticas.

# LIG DE LA CAPV EN ZONAS KÁRSTICAS

Considerando los LIG que aparecen en el inventario de la CAPV se podrían diferenciar cuatro tipos principales de zonas kársticas, 1) sistemas kársticos en su totalidad, 2) exokarst, 3) cuevas y 4) surgencias y sumideros (Tabla 1).



TIPO	NOMBRE	CÓDIGO	TIPO DE INTERES	ÁREA DE AFECCIÓN
SISTEMAS KÁRSTICOS	KARST DE ITXINA	056	GEOMORFOLÓGICO	Harten dikter van Katan de Batan
			ESTRATIGRÁFICO	Unidad hidrogeologica de itxina
	KARST EN AGUJAS DE PEÑAS BLANCAS	059	GEOMORFOLÓGICO	Área de afección coincide con el área del LIG
			ESTRATIGRÁFICO	
			PALEONTOLÓGICO	
	KARST DE INDUSI	061	GEOMORFOLÓGICO	Subunidad Ilunbe-Indusi (Unidad Hidrogeológica de Aramotz)
			HIDROGEOLÓGICO	
	VALLE CERRADO DE OMA	062	GEOMORFOLÓGICO	Subunidad Ereñozar (Unidad Hidrogeológica de Ereñozar)
			HIDROGEOLÓGICO	
			TECTÓNICO ESTRUCTURAL	
			ESTRATIGRÁFICO	
EXOKARST	KARST PINACULAR DE DEBA	063	GEOMORFOLÓGICO	Coincide con el área del LIG
			GEOMORFOLÓGICO	
	DOLINA DE ARBIETO	057	HIDROGEOLÓGICO	Coincide con el área del LIG
			ESTRATIGRÁFICO	
	CAMPO DE DOLINAS DE BADAIA	058	GEOMOREOL ÓGICO	Coincide con el área del LIG
			TECTÓNICO ESTRUCTURAL	
CUEVAS	CUEVA DE POZALAGUA	064		Delimitada por la proyección de la cueva en superficie y el sistema de fracturación sobre la cueva
	CUEVA DE ARRIKRUTZ	065		Delimitada por la proyección de la cueva en superficie y el sistema de fracturación sobre la cueva
	CUEVA DE GOIKOETXE	066		Delimitada por la proyección de la cueva en superficie y el sistema de fracturación sobre la cueva
			HIDROGEOLOGICO	Delimitada por la provección de la cueva en superficie y el
	TORCA DEL CARLISTA	067	GEOMORFOLÓGICO	sistema de fracturación sobre la cueva
	CUEVA DE LA LEZE	068	GEOMORFOLÓGICO	Delimitada por la proyección de la cueva en superficie, el sistema de fracturación sobre la cueva y la subcuenca del río
			HIDROGEOLÓGICO	
SUMIDEROS Y SURGENCIAS	SUMIDERO DE GESALTZA	081	GEOMORFOLÓGICO	Área de recarga del sumidero
			HIDROGEOLÓGICO	
			ESTRATIGRÁFICO	
	SURGENCIAS Y GALERÍAS DEL CAÑON DE ARANTZAZU	082	HIDROGEOLÓGICO	Subunidad Arantzazu (Unidad Hidrogeológica Aizkorri)
			GEOMORFOLÓGICO	
	SURGENCIA DE ZAZPITURRIETA	083	HIDROGEOLÓGICO	Subunidad Zazpiturrieta (Unidad Hidrogeológica de Aralar)
	POLJE DE OLATZ	060	GEOMORFOLÓGICO	Área de recarga del sumidero
			HIDROGEOLÓGICO	
			TECTÓNICO ESTRUCTURAL	
	AGUAS TERMALES DE			

Tabla1: LIG de la CAPV relacionados con sistemas kársticos. Las columnas hacen referencias al tipo de sistema que se contempla en el LIG, su nombre, el código del LIG, el tipo de interés que muestra y cómo se delimita el área de afección del LIG.

# PROPUESTA DE DELIMITACIÓN DEL ÁREA DE AFECCIÓN DE LOS LIG EN ZONAS KÁRSTICAS

El primer paso para delimitar el área de afección sería identificar los LIG relacionados con sistemas kársticos y su tipología (Tabla 1). En función del tipo de sistema kárstico el área de afección se delimitará de forma diferente. También es necesario tener en cuenta el tipo de interés y los elementos que definen al LIG (más información en las fichas de cada LIG, www.euskadi.eus). De forma general, cuando el tipo de interés de un LIG es geomorfológico, estratigráfico, tectónico estructural, o paleontológico es la propia geomorfología, la estratigrafía, las estructuras tectónicas o la cantidad y la variedad de fósiles los que delimitan el LIG y en la mayoría de los casos también el área de afección. Cuando entra en juego el tipo de interés hidrogeológico delimitar el área de afección se vuelve más complicado porque la calidad y la cantidad del agua pueden verse afectados fuera de los límites del LIG (por ejemplo, zonas de recarga, ríos que llegan a la zona kárstica...).





Fig. 1: Metodología propuesta para la delimitación del área de afección de los LIG en zonas kársticas.

A continuación, se define la metodología propuesta que se puede encontrar en forma de esquema en la Figura 1:

-SISTEMAS KÁRSTICOS: en estos sistemas se considera parte del LIG tanto el exokarst como el endokarst y todas las estructuras relacionadas con ambos. En los casos en los que el LIG no muestre un tipo de interés hidrogeológico el área de afección vendrá definida por el área del LIG. En los casos en los que, entre otros, el tipo de interés es hidrogeológico, si se dispone de información detallada sobre el sistema kárstico (sistema de fracturación, cavidades, caudales en surgencias y sumideros, porosidades...) lo ideal sería realizar una modelización (modelos de base física) para comprender bien el funcionamiento del sistema v poder delimitar bien el área de afección. No obstante, la modelización requiere de mucha información de la que normalmente no se dispone y es bastante costosa en cuanto a tiempo. En este caso, proponemos utilizar el Mapa Hidrogeológico del País Vasco (EVE, 1996) en el que se definen y cartografían Unidades Subunidades у Hidrogeológicas. Cuando el interés de un sistema kárstico es también hidrogeológico el área de afección corresponderá con el área de la Unidad o Subunidad hidrogeológica.

-EXOKARST: de forma generalizada, cuando el LIG se define por estructuras específicas como por ejemplo una dolina o un polje, el área de afección coindice con el área del LIG.

-CUEVAS: los LIG relacionados con cuevas se delimitan realizando una proyección de la cavidad a la superficie topográfica. En este caso, para definir el área de afección, es importante conocer el tipo de recarga: alogénica o autigénica. En las autigénicas, el sistema de porosidad y/o el ángulo que muestren las fracturas condicionaran que el área de afección sea mayor o menor que el del LIG. En las cuevas el valor hidrogeológico está siempre presente, debido a que el agua puede modificar los elementos de interés (disolviendo espeleotemas, por ejemplo).

-SURGENCIAS Y SUMIDEROS: en el caso de los sumideros el área de afección se delimitará considerando el área de recarga del sumidero. En el caso de las surgencias, que obviamente tienen un interés hidrogeológico alto o muy alto, es necesario considerar todo el sistema kárstico por el que circulan las aguas. Por lo tanto, se delimitará el área de afección igual que en el caso de los sistemas kársticos de interés hidrogeológico (Figura 1).

# RESULTADOS Y DISCUSIÓN

A continuación, se muestran los resultados de la metodología propuesta (Figura 1) para los LIG en zonas kársticas del País Vasco, que se resumen en la 5ª columna de la Tabla 1.

-SISTEMAS KÁRSTICOS: El Karst de Itxina y el Karst en Agujas de Peñas Blancas (Tabla 1) según el catálogo LIG, no muestran un tipo de interés hidrogeológico. Este hecho es difícil de entender e incluso cuestionable, por ejemplo, en el caso de Itxina, que compone una Unidad Hidrogeológica donde se pueden encontrar surgencias de considerable caudal (EVE, 1996). Por lo tanto, el tipo de interés del Karst de Itxina se revisará y su área de afección se limitará utilizando FI Mapa Hidrogeológico del País Vasco (Tabla 1). El Karst de Indusi se encuentra en la subunidad llunbe-Indusi de la Unidad Hidrogeológica de Aramotz por lo que el área de afección corresponde al área de la subunidad. En el caso del Valle cerrado de Oma, éste pertenece a la subunidad Ereñozar de la Unidad Hidrogeológica de Ereñozar. Al igual que en el caso de Indusi el área de afección viene definida por el área de la subunidad Ereñozar.

-EXOKARST: en estos casos el área de afección coindice con el área del LIG (Tabla 1). El interés hidrogeológico de la Dolina de Arbieto es medio por lo que no se considera en la delimitación del área de afección. El campo de dolinas de Badaia tiene un sistema de fracturación que muy probablemente presente conexiones hidráulicas complejas con las subunidades hidrogeológicas de Subijana y Huetos-Apodaka, siendo una zona de recarga (EVE, 1996). Por lo tanto, aunque el interés hidrogeológico del campo de dolinas de Badaia sea muy alto, afecta a otras zonas que no están consideradas como LIG (Subijana y Huetos-Apodaka) y, por tanto, no se ha considerado como área de afección del LIG.

-CUEVAS: el área de afección de las cuevas se delimita en función del área de la cueva y el sistema de fracturación. La única excepción es la Cueva de la Leze donde el río subterráneo es un elemento que define el LIG. En este caso el área de afección también tendría que contemplar la subcuenca del río La Leze.

-SURGENCIAS Y SUMIDEROS: el área de afección del sumidero de Gezaltza y el Polje de Olatz (Figura 2) se delimita con el área de recarga del sumidero. En el caso de las surgencias, se utiliza el Mapa Hidrogeológico del País Vasco (EVE, 1996) para



delimitar el área de afección; la surgencia y las galerías de Arantzazu pertenecen a la subunidad de Arantzazu, la surgencia de Zazpiturrieta a la subunidad de Zazpiturrieta y las aguas termales de Sobrón a la subunidad de Sobrón (Tabla 1).



Fig. 2: En rojo la delimitación del LIG del Polje de Olatz. En su interior la posición de las Dolinas y el Polje (en amarillo). Debido a la presencia de un sumidero el área de afección (naranja), ésta delimita el área de recarga del sumidero.

La vulnerabilidad intrínseca y el riesgo geológico se cuantifican en los LIG de la CAPV, sin embargo, no dan información espacial sobre las áreas que afectan a dichos LIG. La metodología propuesta por el Instituto Geológico Minero Español (www.igme.es) incluye una valoración del Riesgo Geológico (RG) del LIG. Para ello se definen la fragilidad (riesgo de degradación de un sitio a partir de procesos naturales) y la vulnerabilidad (la medida del riesgo de degradación debido a actividades humanas). Esta metodología también se ha empleado utilizando Sistemas de Información Geográfica (SIG) y mostrando de forma espacial cuales son los lugares de mayor riesgo (Fuertes-Gutiérrez y Fernández-Martínez, 2012). Siguiendo esta metodología, la fragilidad se calcula considerando las dimensiones del LIG, la vulnerabilidad de expolio y las amenazas naturales. En los sistemas kársticos, debido a su heterogeneidad, estos indicadores no son suficientes, y habría que considerar distintos indicadores en función del tipo de sistema kárstico. Por ejemplo, en las cuevas uno de los principales elementos que definen al LIG son los espeleotemas. Para considerar su fragilidad entre otras cosas habría que tener en cuenta los parámetros ambientales, tales como la concentración de CO2 o la humedad... Por otro lado, cuando se considera la vulnerabilidad por amenazas antrópicas, esta metodología no considera la vulnerabilidad hidrológica (cantidad y calidad del agua) que puede afectar a los sistemas kársticos. En el caso de la vulnerabilidad hídrica aunque se puede calcular con SIG, los resultados no suelen ser fiables por lo que recomienda utilizar modelos hidrológicos se complejos que requieren gran cantidad de datos (Machiwal et al., 2018). En este trabajo se ha delimitado el área de afección, que "a priori" es más simple de calcular que la vulnerabilidad y la fragilidad pero que muestra claramente cuál es la zona (dentro o fuera del LIG) en la que, si se realizan cambios u acciones éstas pueden pueden afectar al LIG.

# CONCLUSIONES

En este trabajo se muestra una metodología para delimitar las áreas de afección de Lugares de Interés Geológico (LIG) relacionados con sistemas kársticos de la CAPV. En función del tipo de sistema kárstico (sistemas kársticos en su totalidad, exokarst, cuevas y surgencias y sumideros) del que se trate, y del tipo de interés (geomorfológico, estratigráfico, hidrogeológico...) y de los elementos que definen al LIG, los pasos a seguir serán diferentes. Estos pasos se resumen en la Figura 1 donde se expone el diseño de la metodología.

**Agradecimientos:** Los autores agradecen la financiación de parte de este trabajo al Dpto. de Medio Ambiente y Política Territorial del Gobierno Vasco mediante el proyecto 18519 (UPV/EHU) y al Grupo Consolidado IT1029-16.

#### REFERENCIAS

- Álvarez, I., Bodego, A., Aranburu, A., Arriolabengoa, M., del Val, M., Iriarte, E., Abendaño, V., Calvo, J.I., Garate Maidagan, D., Hermoso de Mendoza, A., Ibarra, F., Legarrea, J., Tapia Sagarna, J. Agirre Mauleon, J. (2018). Geological risk assessment for rock art protection in karstic caves (Alkerdi Caves, Navarre, Spain). Journal of Cultural Heritage, 33, 170-180.
- Angulo, B., Morales, T., Uriarte, J.A., Antigüedad, I. (2013). Implementing a comprehensive characterisation system of significance and disturbance to lead and supervise management strategies in protected karst areas. *Environmental Management*, 130, 386-396.
- Bodego, A., Apraiz, A., Álvarez, I., Aranburu, A. Mendia, M. (2017a). Problemática de la delimitación de los Lugares de Interés Geológico de la CAPV. En: Patrimonio geológico, gestionando la parte abiótica del patrimonio natural (L. Carcavilla, J. Duque-Macías, J. Giménez, A. Hilario, M. Monge-Ganuzas, J. Vegas y A. Rodríguez Eds.). Cuadernos del Museo Geominero, nº 21, IGME, Madrid, 21-25.
- Carcavilla, L., López Martínez, J., Durán Valsero, J.J. (2007). Patrimonio geológico y geodiversidad: investigación, conservación, gestión y relación con los espacios naturales protegidos. Cuadernos del Museo Geominero, No. 7, IGME, Madrid.
- Elízaga, E., Gallego, E., García-Cortés, A. (1994). Inventaire nacional des sites d'intérêt géologique en Espagne:méthodologie et déroulement. *Mémoires de la Société géologique de France*, 165,103–109.
- EVE (1996). Mapa Hidrogeológico del País Vasco (E: 1/100.000). Ed Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco, Vitoria-Gasteiz. 383 pp.
- Ford, D., Williams, P. (2007) Karst hydrogeology and geomorphology. Ed Wiley, Chicester, 562 pp.
- Fuertes-Gutiérrez, I., Fernández-Martínez, E. (2012). Mapping Geosites for Geoheritage Management: A Methodological Proposal for the Regional Park of Picos de Europa (León, Spain). *Environmental Management*, 50, 789-806.
- Gobierno Vasco (2014). Euskal Autonomia Erkidegoko Geodibertsitatearen Estrategia 2020. 09/02/2017, http://www.ingurumena.ejgv.euskadi.eus/plan\_programa\_ proyecto/estrategia-de-geodiversidad-de-la-comunidadautonoma-del-pais-vasco-2020/r49-u95/es/
- Machiwal, D., Jha, M.K., Singh, V.P.Mohan, C. (2018). Assessment and mapping of groundwater vulnerability to pollution: Current status and challenges. *Earth-Science Reviews*, 185, 901-927.

www.euskadi.eus (visitado el 7/4/2019). www.igme.es (visitado el 7/4/2019)



# LATE HOLOCENE PALEOSEISMIC EVIDENCE IN THE DAROCA FAULT, IBERIAN CHAIN, NE SPAIN



F. Gutiérrez <sup>(1)</sup>, G. Desir <sup>(1)</sup>, J. Guerrero <sup>(1)</sup>, I. Fabregat <sup>(1)</sup>, J. Sevil <sup>(1)</sup>, D. Carbonel <sup>(1)</sup>, C. Roqué <sup>(2)</sup>, R. Linares <sup>(3)</sup>, M. Zarroca <sup>(3)</sup>, X. Comas <sup>(4)</sup>, J.P. McCalpin<sup>(5)</sup>, F.J. Gracia <sup>(6)</sup>

(1) Dpto. De Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza. fgutier@unizar.es

(2) Àrea de Geodinàmica Externa i Geomorfologìa, Universitat de Girona

(3) Dpto. de Geología, Universidad Autónoma de Barcelona

(4) Department of Geosciesciences, Florida Atlantic University

(5) Geo.Haz Consulting Inc., CO, USA

(6) Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Cádiz

**Resumen (Evidencias paleosísmicas del Holoceno tardío en la Falla de Daroca, Cadena Ibérica, NE de España):** Este trabajo presenta los resultados de una trinchera excavada en la Falla de Daroca, la cual está relacionada con la inversión negativa del cabalgamiento alpino de Daroca. Los datos cartográficos indican que las fallas de Daroca y Calamocha, de 27 km y 17 km de longitud, respectivamente, están separadas por una zona de relevo de tan solo 1,9 km de ancho, por lo que pueden ser consideradas como segmentos de una misma estructura que pudieran romper conjuntamente. La trinchera muestra evidencias del evento de rotura superficial más reciente, datado en 2354-1544 cal. yr BP (404 BC – 386 AD). Este terremoto morfogenético probablemente causó la destrucción de asentamientos romanos en la zona. Se plantean varias opciones para explicar el reducido desplazamiento superficial (0,3 m) de este evento, apoyadas en roturas superficiales relacionadas con terremotos históricos generados por fallas normales.

**Palabras clave:** trinchera, evento más reciente, falla cuaternaria, segmentos de falla *Key words:* trenching, most recent event, Quaternary fault, fault segments

#### INTRODUCTION

The incorporation of properly characterized active faults in probabilistic seismic hazard assessments (PSHA) is particularly important in regions like the Iberian microplate, characterized by slow-moving faults. Here, the earthquake catalogue may lead to significant hazard underestimates, especially at sites situated close to seismogenic faults and when considering long return periods. The main tool for preventing and mitigating seismic risk in Spain are the seismic hazard maps included in the official seismic codes (NCSE-02 and NCSP-07). However, none of the hazard models incorporate faults in the source model. This is partially due to the limited available data (epistemic uncertainty) for properly characterizing fault sources (IGN, 2012). This work presents the main results of a trenching investigation conducted in the Daroca Fault, which is the longest Quaternary fault in the Iberian Chain. The main aim of the trench was to capture the most recent event, which is particularly important for time-dependent (renewal) behavioral models.

#### SETTING

The study area is located in the central sector of the Iberian Chain, NE Spain, which is an intraplate orogen generated by the tectonic inversion of Mesozoic extensional basins from late Cretaceous to Miocene times (Fig. 1). During the post-orogenic extension a number of grabens formed in two stages (Gutiérrez et al., 2008). The first extensional stage generated the two largest intramontane basins of the Iberian Chain, filled by Mio-Pliocene sediments; the NW-SE-trending Calatayud Graben, and the NNE-SSW-oriented Teruel Graben, both ca. 100 km long. The second extensional stage, which started in the Late Pliocene, generated new grabens superimposed



Fig. 1: Geological sketch showing the location of the Daroca Half-graben within the central sector of the Iberian Chain. Trench site labelled in the figure. The map includes the epicenters of the historical (1760-1927) and instrumental (1927-2018) earthquakes compiled by the IGN, filtered by intensity and magnitude higher than III and 3, respectively.



to and/or inset into the Calatayud and Teruel grabens. These include the Plio-Quaternary Daroca Half-graben (Gracia, 1992).

Daroca Half-graben is an asymmetric The extensional basin controlled on its NE margin by the SW-dipping and 27-km-long Daroca Fault (Fig. 1). This basin is inset with respect to the Calatayud Basin and is consequently younger than the most recent sediments, ascribed to the Early Pliocene. Its sedimentary fill is dominated by alluvial fan sediments more than 150 m thick. The basin is drained longitudinally by the Jiloca River, which has generated a stepped sequence of Quaternary pediments and terraces inset into the basin fill (Gracia, 1992). The Daroca Fault is related to the negative inversion of the adjacent Alpine Daroca Thrust. It shows triangular facets and a number of outcrops show offset Pleistocene deposits (Gracia, 1992; Gutiérrez et al., 2008).

The NW-SE-oriented and SW-dipping Calamocha Quaternary fault is located just south of the Daroca Fault (Fig. 1). This is the 17 km long master fault that controls the eastern margin of the northern sector of the Jiloca Plio-Quaternary tectonic depression (Martín-Bello et al., 2014). The Calamocha and Daroca faults show a left-stepping arrangement with a step over just 1.9 km wide.

The trench was excavated 1.5 km SE of Daroca town, just south of a quarry that exposes the Daroca Fault affecting the red detrital Plio-Quaternary fill of the graben and Pleistocene pediment deposits (Fig. 1). See geographical coordinates in figure 2. This site, at the apex of a debris cone and the mouth of an alluvium-filled gully, was considered to be an adequate setting for capturing the most recent faulting event on the Daroca Fault (Fig. 3).

# METHODOLOGY

A 23 m long and 3 m deep trench was excavated across the Daroca Fault with a backhoe. The selected cleaned and gridded wall was logged on graph paper at 1:20 and 1:50 scales, using higher resolution for the fault zone. The obtained AMS radiocarbon ages were calibrated by Beta Analytic.

# RESULTS

The trench exposed the Daroca Fault and a number of stratigraphic units that can be grouped into five sedimentary packages (PI-PV) separated by major discontinuities (Fig. 2). Units 1-4 are faulted, units 5-6 fill the accommodation space generated by the most recent event (MRE; Event Z) in the downthrown block, and units 7-8 are non-deformed sediments deposited across the fault zone. Package I is the SW-dipping Cambrian bedrock (unit 1) exposed in the footwall. Package II corresponds the pediment deposits (unit 2), restricted to the downthrown block. The faulted Package III occurs on both sides of the fault (unit 4) and predates the MRE recorded in the trench. A charcoal sample collected from unit 4 yielded a calibrated AMS radiocarbon age of 2354-2180 cal. yr BP (error margin at 2 sigma). Package IV comprises: (1) a small fissure fill (unit 5) 16 cm wide and 60 cm deep nested into unit 4 and consisting of fine-grained sediment with abundant worm coproliths; and (2) a SW-tapering colluvial

wedge (unit 6) 80 cm wide and 30 cm thick with a high proportion of clayey matrix and worm coproliths. The proximal edge of this colluvial wedge abutting unit 4 is a free-face contact (buried scarp). Package V, including units 7 to 9, was accumulated after the fault scarp generated by the MRE was obliterated. Samples from the basal part of the non-deformed unit 7, which was deposited across the fault zone, provided consistent AMS radiocarbon ages of 1708-1564 and 1697-1544 cal. yr BP (error margin at 2 sigma).

The stratigraphic and structural relationships exposed in the trench allow us inferring an indeterminate number of faulting events occurred after deposition of unit 2 and before the accumulation of unit 4. These events are recorded by the main fault and the antithetic secondary fault, both truncated by unit 4. The MRE, occurred within the time interval 2354-1564 yr BP (404 BC-386 AD), caused displacement on the lower segment of the main fault and its subvertical branch, generating the roll-over anticline, the fissure and the scarp that led to the accumulation of units 5 (fissure fill) and 6 (colluvial wedge). The vertical displacement was around 30-20 cm, given by the thickness of the colluvial wedge and the vertical separation on the base of unit 4 across the fault, respectively. Both the fissure and the colluvial wedge can be confidently attributed to the same event due to the limited size of the fissure and the reduced time span constrained by the numerical ages derived from pre- and post-faulting units (units 4 and 7). Their geometrical and sedimentological features strongly suggest that both the fissure fill and the colluvial wedge were deposited rapidly by slope wash and that the free-face scarp underlain by cohesive sediment barely experienced erosion.

# DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The available cartographic data support the concept that the Daroca and Calamocha faults, with an aggregate length of 44 km, can be considered two segments of the same seismogenic fault that may rupture independently or jointly. Biasi and Wesnousky (2016) estimate a passing ratio of around 1 (50% passing probability) for steps between fault segments around 2 km wide.

The trench captures the MRE, which is recorded by faulted and fissured Holocene deposits and the associated colluvial wedge and fissure fill deposited soon after the surface rupture. AMS radiocarbon ages obtained from the youngest faulted unit and a non-deformed deposit allow constraining the timing of this late Holocene event at 2354-1544 cal. yr BP (404 BC - 386 AD). This relatively loose bracketing age for the event overlaps with the destruction and abandonment at 80-72 yr BC of the Roman city of La Caridad, which have been attributed to the Sertonian (Vicente and Ezquerra, 2003). An alternative interpretation is that destruction in this settlement, located in the Jiloca tectonic depression at distances of 15 km and 8 km from the Daroca and Calamocha faults, respectively, was related to the large earthquake captured by the trench. The new information about this prehistorical earthquake may help to interpret archeological evidence in the area indicative of structural damage and abandonment of settlements.





Fig. 2: Daroca Fault Trench. A: Log of the northern wall of the trench and description of units. B: Location of the trench and the adjacent quarry. C: Close-up view of the fault zone and the colluvial wedge and the associated fissure that record the most recent event.

50 m

The MRE on this dip-slip normal fault shows a very low displacement of around 0.3 m, considering that the trench was excavated in the central-northern sector of a 27 km long fault with no significant geometrical discontinuities. The regression of surface rupture length and average displacement for normal faults of Wells and Coppersmith (1994) indicates that maximum and average displacements of 1.6 and 0.48 m may be expected for surface ruptures 27 km long, respectively. The anomalously low displacement can be attributed to different alternative interpretations supported by the experience gained from historical normal fault ruptures (Wesnousky, 2008; DuRoss et al., 2016):

Option 1: Multi-strand rupture; the surface ruptured along different fault strands, and the trench only captures the fraction of the total displacement that occurred on the main fault.



Option 2: Full segment/fault rupture; the event records a surface rupture along the entire length of the Daroca Fault, but the trench coincides with a site where the sawtooth profile of displacement alongstrike drops to a low value (e.g., 1954 M6.9 Dixie Valley, Nevada earthquake).

Option 3: Partial segment/fault rupture; the earthquake did not have enough energy to cause rupture along the entire length of the segment/fault (e.g., 2016 M6.0 Amatrice earthquake in the Apennines, central Italy).

Option 4: Spillover rupture; the event might record a rupture from another nearby fault, such as the Calamocha Fault, which propagated onto a portion of the Daroca Fault, dying out close to the trench site (e.g., 1983 M6.9 Borah Peak, Idaho earthquake).

Option 5: Triggered secondary/sympathetic rupture; the displacement corresponds to a secondary rupture triggered by a large earthquake sourced in another nearby fault (e.g., the Mw 6.6 main shock of the 2016 seismic sequence of the Italian Apennines).



Fig. 3: Image of the trench at the mouth of an alluvium-filled gully and between two triangular facets

Additional trenching in the Daroca and Calamocha fault segments would provide insight into the past behavior and seismogenic potential of the fault (e.g., segment interaction, recurrence). Acknowledgements: This work has been partially supported by project CGL2017-85045-P (Ministerio de Economía, Industria y Competitividad, Gobierno de España).

#### REFERENCES

- Biasi, G.P., Wesnousky, S.G. (2016). Steps and gaps in ground ruptures: empirical bounds on rupture propagation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 106, 1110-1124.
- DuRoss, C.B., Personious, S.F., Crone, A.J., Olig, S.S., Hylland, M.D., Lund, W.R., Schwartz, D.P. (2016). Fault segmentation: New concepts from the Wasatch Fault Zone, Utah, USA. *Journal of Geophysical Research*, *Solid Earth*, 121, 1131-1157.
- Gracia, F.J. (1992). Tectónica pliocena de la Fosa de Daroca (prov. de Zaragoza). *Geogaceta*, 11, 127-129.
- Gutiérrez, F., Gutiérrez, M., Gracia, J., McCalpin, JP., Lucha, P., Guerrero, J. (2008). Plio-Quaternary extensional seismotectonics and drainage network development in the central sector of the Iberian Chain (NE Spain). *Geomorphology*, 102, 21-42.
- IGN (2012). Actualización de mapas de peligrosidad sísmica de España 2012. Ministerio de Fomento – IGN, Madrid, 267 pp.
- Martín-Bello, L., Arlegui, L.E., Ezquerro, L., Liesa, C.L., Simón, J.L. (2014). La Falla de Calamocha (Fosa del Jiloca, Cordillera Ibérica): Estructura y actividad pleistocena. En: Segunda reunión Ibérica sobre fallas activas y paleosismología (J.A. Álvarez, F. Martín, Eds.). 55-58.
- Vicente, J.D., Ezquerra, B. (2003). La tésera de Lazuro: un nuevo documento celtibérico en "La Caridad" (Caminreal, Teruel). *Paleohispanica*, 3, 251-269.
- Wells, D.L., Coppersmith, K.J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 974-1002.
- Wesnousky, S.G. (2008). Displacement and geometrical characteristics of earthquake surface ruptures: issues and implications for seismic-hazard analysis and the process of earthquake rupture. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98, 1609-1632.



# PLANTEAMIENTOS PARA UN ANÁLISIS ARQUEOSISMOLÓGICO DE LOS DÓLMENES DE ANTEQUERA, (MÁLAGA, ESPAÑA)



M.A. Rodríguez-Pascua<sup>(1)</sup>, P.G. Silva<sup>(2)</sup>, L. García Sanjuán<sup>(3)</sup>, M.A. Perucha<sup>(1)</sup>, J.L. Giner Robles<sup>(4)</sup>, E. Roquero<sup>(5)</sup>, C. Mora Molina<sup>(3)</sup>, J. Elez<sup>(2)</sup>, T. Bardají<sup>(6)</sup>

(1) Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Ríos Rosas 23. Madrid. España. ma.rodriguez@igme.es;

ma.perucha@igme.es

(2) Dpto. de Geología, Universidad de Salamanca, Escuela Politécnica Superior de Ávila. Ávila. España. pgsilva@usal.es; j.elezv@usal.es

- (3) Dpto. de Prehistoria y Arqueología. Universidad de Sevilla. Sevilla. España. <u>lgarcia@us.es</u>; <u>coronada\_mora@us.es</u>
- (4) Dpto. de Geología y Geoquímica, Universidad Autónoma de Madrid, Cantoblanco, Madrid, España. jorge.giner@uam.es
- (5) Dpto. de Edafología, Universidad Politécnica de Madrid. Madrid. España. elvira.roquero@upm.es
- (6) U.D.Geología, Universidad de Alcalá, 28871- Alcalá de Henares. Madrid. España. teresa.bardaji@uah.es

Abstract (Strategy for an Archaeoseismic analysis of the Antequera dolmens (Málaga, Spain)): Antequera is home to one of the most important megalithic sites in Europe. Previous work has suggested a possible connection between seismic events and megalith-building in the region, as well as a possible awareness of the seismic risks on the part of the megalith-builders. In this paper we present an over view of this problem. In megalithic monuments, the dynamic loads generated by the seismic waves during an earthquake can produce oscillations between the orthostats. These oscillations can cause orthostats to hit each to other, leading to the breakage of corners when they hit the adjacent block. These broken corners (dipping broken corners) can be observed in the dolmens of Menga and Viera. Applying geological structural analysis to these deformations, we obtain an average orientation of movement of the substrate N010°E for both dolmens. For this reason, we interpret the seismic deformation as a possible origin of these deformations.

Palabras clave: Aqueosismología, dolmen, terremoto, Antequera. Key words: Archaeoseismology, dolmen, earthquake, Antequera.

# INTRODUCCIÓN

El Conjunto Arqueológico de los Dólmenes de Antequera se encuentra situado al NE de Antequera en las afueras de esta localidad (Andalucía, España). En 2016 fue declarado Patrimonio Mundial de la UNESCO, ya que se trata de uno de los más importantes conjuntos megalíticos del mundo. Concretamente el dolmen de Menga está considerado una de las obras cumbres de la arquitectura adintelada de la antigüedad europea. Trabajos previos (García Sanjuán y Lozano Rodríguez, 2016; Bradley y García Sanjuán, 2017) han sugerido la posibilidad de que la historia sísmica de la región haya tenido un efecto en la construcción de los grandes monumentos antequeranos. La observación de ciertas fracturas y grietas en Menga, por ejemplo, es susceptible de un análisis arqueosismológico. En este trabajo exponemos el planteamiento para un proyecto de estudio de este problema sobre la base de la aplicación de técnicas de análisis estructural geológico que sirva para valorar dichos estigmas.

# LOCALIZACIÓN

Geológicamente Antequera se encuentra en la Zona Sub-Bética del sector occidental de la Cordillera Bética (Martín-Algarra y Vera, 2004). Los dólmenes de Viera y Menga se asientan sobre areniscas bioclásticas del Tortoniense dentro de los complejos caóticos subbéticos (Fig. 1). El relieve positivo que dan las areniscas bioclásticas donde se asientan los



Fig. 1: Situación de la localidad de Antequera donde se encuentra el Conjunto Arqueológico de los Dólmenes de Antequera (Málaga).

dólmenes de Viera y Menga limita en su borde norte con los materiales cuaternarios de la llanura de inundación del río Guadalhorce, lo que supone un punto elevado sobre esta zona llana con visión directa a La Peña de los Enamorados. El proyecto de análisis arqueosismológico que aquí presentamos parte de la evidencia de que la zona tiene una larga historia de afección por terremotos importantes como pueden ser el Terremoto de Arenas del Rey de 1884 AD (Rodriguez-Pascua et al., 2018), así como otros anteriores (Bradley y García Sanjuán, 2017).





Fig. 2: Esquinas fracturadas (dipping broken corners) de los ortostatos de la pared SE del corredor del Dolmen de Menga.

#### **METODOLOGÍA**

La metodología empleada para la clasificación de EAEs es la propuesta por Rodríguez-Pascua et al. (2011). Tras la clasificación de los Efectos Arqueológicos de Terremotos (Earthquake Archaeological Effects: EAEs) es necesario realizar un análisis de las orientaciones de estas estructuras de deformación con el objeto de calcular las orientaciones del eje máximo del elipsoide de deformación y de su proyección en la horizontal, el cual se corresponde con las orientaciones medias de movimiento del sustrato durante un terremoto (Giner-Robles et al., 2011 y 2012). Esta metodología fue aplicada con éxito durante el terremoto de Lorca de 2011 (Giner-Robles et al., 2012; Rodríguez-Pascua et al., 2012), donde se obtuvieron las orientaciones medias de movimiento del sustrato producidas durante el terremoto, congruentes con las obtenidas instrumentalmente mediante un acelerógrafo.

# RESULTADOS

Una inspección de visu del dolmen de Menga revela la presencia de fracturas y grietas susceptibles de un análisis arqueosismológico. Ya en la primera descripción científica de este monumento se constató una grieta en la cobija nº 3 (Mitjana, 1847). Dado que parece improbable que Mitjana no notase

las grietas actualmente visibles en las cobijas 1 y 2, no es descartable que estas últimas se havan formado con posterioridad a la década de 1840. Aunque hay una remota posibilidad de que el causante de las grietas en las cobijas 1 y 2, que aparentemente no estaban a mediados del siglo XIX cuando Mitjana escribió su memoria, fuesen causadas por un terremoto. En ese caso el candidato principal sería el terremoto del 25 de diciembre de 1884, que tuvo efectos devastadores en las provincias de Granada y Málaga es necesario comprobar que ambas grietas no han sido causadas por la fatiga del material como consecuencia de la inexistencia de un pilar ahí. Prueba de ello sería que el testigo de yeso colocado en la década de los 90' del s.XX en la fractura de la cobija 1 está actualmente roto, lo que sugiere que la fatiga continúa haciendo efecto (García Sanjuán et al., 2018). La inexistencia en su interior de precipitaciones calcáreas o incluso adherencias oscuras de sulfatos cálcicos sugiere que las fracturas visibles hoy día en las cobijas 1 y 2 son recientes. Igualmente, como resultado de una inspección preliminar se ha podido medir la orientación de 12 esquinas fracturadas (dipping broken corners, Fig. 2) en los ortostatos de este monumento. La orientación media obtenida para los polos de los planos de las esquinas fracturadas, correspondiente con una dirección media de movimiento del sustrato durante un posible terremoto, es de N010ºE (Fig. 3a). Esta misma orientación se ha obtenido para el dolmen de Viera (Fig. 3b), en el que se han podido medir tanto esquinas fracturadas como ortostatos basculados en el corredor (Fig. 4), aunque en este caso hay que tener en cuenta que recientes restauraciones del monumento, de las cuales no existe una constancia documental exacta, pueden haber alterado la posición original de los ortostatos. Precisamente, sin embargo, el dolmen de Viera presenta un dispositivo arquitectónico único en su género, consistente en una capa de pequeñas lajas de pizarra o esquisto mezcladas con un aglutinante (barro y/o tierra margosa) colocado entre las cobijas y los cantos superiores de los ortostatos. Este extraño dispositivo fue notado por primera vez por Leisner y Leisner (1943) y posteriormente se ha sugerido que pudiera haber sido concebido para evitar el efecto del os seísmos en la arquitectura del monumento (García Sanjuán et al., en prensa).

# DISCUSIÓN



Fig. 3: Rosas de orientaciones de movimiento medio del sustrato obtenido de esquinas fracturadas (dipping broken corners) de los ortostatos de: a) Dolmen de Menga y b) Dolmen de Viera.



Martínez Torres (1997) realiza el primer estudio arqueosismológico en estructuras megalíticas en España, concretamente en La Rioja Alavesa. Este autor define las relaciones de los vectores de los sistemas de fuerzas entre ortostatos que permiten que los dólmenes se mantengan en pie. En este caso, los colapsos de estos dólmenes de La Rioja se ven favorecidos porque los ortostatos están



Fig. 4: Bloque basculado en el corredor del Dolmen de Viera.

apoyados unos sobre otros, estableciendo un bloque inicial o "piedra generadora" sobre el que se apoya de forma correlativa el resto. Por tanto, estudia la fuerza horizontal necesaria para superar la carga del peso del bloque y la fuerza establecida en los apoyos correlativos. De este modo, observa que las

orientaciones de colapso de los diferentes dólmenes son congruentes y podrían haber sido generadas por un terremoto. En el caso de Menga los ortostatos sí se apoyan unos sobre otros (Lozano-Rodríguez et al., 2014). El gran túmulo megalítico ha proporcionado además una eficaz estabilidad a este magno monumento. La oscilación entre bloques es lo que puede generar el choque entre los mismos (fig. 5), si el plano del bloque es paralelo a la dirección de movimiento medio del sustrato generado por un terremoto. Sin embargo, si son perpendiculares produciría basculamientos. Los choques entre ortostatos pueden producir la rotura de las esquinas de los bloques que impactan con el vecino. Este tipo de estructuras de deformación no se pueden generar por efectos de movimientos de creep o colapsos, es necesario que existan oscilaciones entre bloques, por lo que una hipótesis de trabajo es que sean EAEs. Además, también aparecen grietas en las cobijas de este monumento, compatibles con la misma dirección de movimiento N010ºE, ya que son paralelas a esta.

# CONCLUSIONES

El conjunto megalítico de Anteguera requiere de un estudio arqueosismológico en profundidad. Ello deriva tanto de su ubicación geográfica, en la región de mayor actividad sísmica de la Península Ibérica, de la historia de terremotos conocida en dicha región, y de la propia observación de los monumentos, especialmente Viera y Menga, que presentan ejemplos de los efectos de estos eventos. En este trabajo se plantean las bases para un proyecto de esta naturaleza, al tiempo que se describen algunas observaciones ya realizadas. Una vez analizadas las orientaciones de los tensores de deformación, que generaron las estructuras de deformación en los dólmenes de Viera y Menga, su valoración como EAEs es posible dada la congruencia de las orientaciones de los mismos (N010°E tanto para Viera como Menga). El estudio analítico en profundidad que esperamos realizar lo podrá confirmar. Estas evidencias podrán ser



Fig. 5: Esquema evolutivo de la génesis de esquinas fracturadas (Dipping broken corners) por oscilación de bloques generada por un movimiento sísmico.


utilizadas en el futuro de cara a la protección y preservación de este patrimonio arqueológico Patrimonio Mundial de la UNESCO.

**Agradecimientos:** Este trabajo es una contribución del proyecto de investigación MINECO-FEDER CGL2015-67169-P (QTECSPAIN-USAL) y del grupo de trabajo QTEC-AEQUA.

- Bradley, R., García Sanjuán, L. (2017). Sudden time? Natural disasters as a stimulus to monument building, from Silbury Hill (Great Britain) to Antequera (Spain). En: *The Neolithic of Europe* (Bickle, P., Cummings, V., Hoffman, D. Pollard, J. Eds.). Oxbow Books, Oxford, 188-200.
- García Sanjuán, L., Lozano Rodríguez, J.A. (2015). Menga (Antequera, Málaga): Biography of an outstanding megalithic monument. En: *The Megalithic Architectures of Europe* (Scarre C. and Laporte, L. Eds.), Oxbow Books, Oxford, 1-16.
- García Sanjuán, L., Mora Molina, C. y Lozano Rodríguez, J. A. (2018). "Valoración y conclusiones. Cultura material, tiempo y persistencia en la biografía del dolmen de Menga", En: La Intervención de 2005 en el Dolmen de Menga. Temporalidad, Biografía y Cultura Material en un Monumento del Patrimonio Mundial. (Ed. García Sanjuán y Mora Molina), Junta de Andalucía y Universidad de Sevilla, Sevilla, 355-410.
- García Sanjuán, L., Mora Molina, C., Bartelheim, M. (En Prensa). "The Antequera megalithic site in the work of Georg and Vera Leisner: A Review". *Spal: Revista de Prehistoria y Arqueología.*
- Giner-Robles, J.L., Silva Barroso, P.G., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Bardají Azcárate, T., Garduño-Monroy, V.H., Lario Gómez, J. (2011). Evaluación del daño sísmico en edificios históricos y yacimientos arqueológicos. Aplicación al estudio del riesgo sísmico. Proyecto EDASI. Serie Investigación. Fundación MAPFRE, 96 pp.

- Giner-Robles, J.L., Pérez-López, R., Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A., Martín-González, F., Cabañas, L. (2012). Análisis estructural de danos orientados en el terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011. Aplicaciones en Arqueosismologia. *Boletín Geológico y Minero*, 123 (4), 503-513.
- Leisner, G., Leisner, V. (1943). Die Megalithgräber der Iberischen Halbinsel. Der Süden. Römisch-Germanische Forschungen 17, Berlin.
- Lozano Rodríguez, J.A. Ruiz Puertas, G., Hódar Correa, M., Pérez Valera, F., Morgado Rodríguez, A. (2014). "Prehistoric engineering and astronomy of the great Menga Dolmen (Málaga, Spain). A geometric and geoarchaeological analysis". *Journal of Archaeological Science*, 41, 759-771.
- Martínez Torres, L.M. (1997). The technique of dolmen construction in the determination of a seism around the year 2.700 B.C. *Estudios del Museo de Ciencias Naturales de Álava*, 12, 25-32.
- Martín-Algarra, A., Vera, J.A. (2004). El Subbético del sector occidental. En: Geología de España. SGE-IGME, Madrid, 890 pp.
- Mitjana, R. (1847). Memoria sobre el Templo Druida hallado en las cercanías de la ciudad de Antequera. Imprenta de José Martínez Aguilar, Málaga, 22pp.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., Garduño-Monroy, V.H., Reicherter, K. (2011). A Comprehensive Classification of Earthquake Archaeological Effects (EAE) for Archaeoseismology. *Quaternary International*, 242, 20-30.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Martín-González, F., Giner-Robles, J.L., Silva, P.G. (2012). Efectos arquitectónicos del terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011. Neoformación y reactivación de efectos en su Patrimonio Cultural. *Boletín Geológico y Minero*, 123 (4), 487-502.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Silva, P.G., Perucha, M.A., Giner-Robles, J.L., Elez, J., Roquero, E. (2018). Efectos ambientales del terremoto de arenas del rey de 1884 (España). Aplicación de la escala ESI07. Resúmenes IBERFAULT III. Alicante, España, 147 150.



# ANÁLISIS GEOLÓGICO DEL TERREMOTO DE TORREVIEJA DE 1829 (ALICANTE, SE ESPAÑA)



P.G. Silva <sup>(1)</sup>, J. Elez <sup>(1)</sup>, J.L. Giner-Robles <sup>(2)</sup>, R. Pérez-López <sup>(3)</sup>, E. Roquero <sup>(4)</sup>, M.A. Rodríguez-Pascua <sup>(3)</sup>, T. Bardají <sup>(5)</sup>, A.M. Martínez-Graña <sup>(1)</sup>

(1) Dpto. Geología, Universidad de Salamanca. Ávila-Salamanca. pgsilva@usal.es, j.elez@usal.es, amgrana@usal.es

(2) Dpto. Geología y Geoquímica, Universidad Autónoma de Madrid, Cantoblanco, Madrid. jorge.giner@uam.es

(3) Instituto Geológico y Minero de España, IGME. Madrid. <u>r.perez@igme.es</u>, <u>ma.rodriguez@igme.es</u>
 (4) Dpto. Edafología. E.T.S.I. Agrónomos. Universidad Politécnica de Madrid. Madrid. <u>elvira.roquero@upm.es</u>

(5) U.D. Geología. Universidad de Alcalá. Alcalá de Henares (Madrid). teresa.bardaji@uah.es

Abstract (Geological analysis of the 1829 Torrevieja Earthquake, Alicante, SE Spain). This work examines from a geological point of view the data on the 1829 Torrevieja Earthquake (IX-X Intensity) reported by Larramendi (1829) and De Prado (1863). The study evidences the dichotomy of the dominant geological processes occurred in the hanging-wall and foot-wall of the Lower Segura reverse fault, the seismogenic source of the earthquake. In the foot-wall (Lower Segura Depression) the poorly compacted nature of sediments and reclaimed lands triggered devastating liquefaction, ground cracking and lateral spreading processes affecting the river margins and the ditch irrigation-system of the area (ancient delta distributary channels). On the contrary, in the hanging-wall hydrogeological anomalies were no widespread, but a permanent uplift of c. 20-22 cm was reported in the littoral zone and the Torrevieja salt-marshes. The uplift was recorded between Torrevieja and Cabo Cervera, about 4 km to the north, but probably the uplift affected to the c.15 km separating Torrevieja and Guadarmar, all along the entire hanging-wall of the Lower Segura Fault.

Key words: Earthquake Environmental Effects, ESI-07, Torrevieja, Lower Segura Fault, Betic Cordillera

#### INTRODUCCIÓN

El Terremoto de Torrevieja de 1829 es uno de los terremotos históricos más importantes ocurrido en la Península Ibérica, catalogado de intensidad IX-X en la "European Macroseismic Scale" EMS-98 (Martínez Solares y Mezcua, 2002). Gracias al informe realizado por el ingeniero Larramendi (1829) y revisiones macrosísmicas más modernas (Rodríguez de La Torre, 1984), sabemos que el terremoto causó 389 muertes y 375 heridos, asoló 2.965 casas y dejó en estado de ruina (quebrantadas) otras 2.396. Datos del informe Larramendi (1829) indican que cuatro poblaciones (Benejuzar, Almoradí, Guardamar y Torrevieja) quedaron totalmente asoladas y debieron de ser completamente reconstruidas. Al menos otras doce poblaciones (Rojales, Formentera, Las Dayas, Dolores, San Fulgencio, Benijofar, Algorfa, Torrelamata, entre otras) sufrieron graves daños de intensidad IX. Prácticamente la totalidad de iglesias (47), ermitas (10), caseríos (c. 2000), molinos de agua (96) y puentes (4) situados a lo largo de la Vega del Bajo Segura resultaron destruidos o seriamente dañados.

Hasta la fecha no existe ningún trabajo específico sobre el mencionado terremoto, aunque sí algunos trabajos sobre el análisis de los procesos de licuefacción que tuvieron lugar en la vega del Segura (Alfaro et al., 2001; Delgado et al., 1998) o sobre la modelización de la falla sismogenética y movimiento del terreno asociado al terremoto (Alfaro et al., 2012; Silva et al., 2017). Estos trabajos ponen en evidencia que la falla responsable del terremoto, fue la Falla del Bajo Segura (Fig. 1). Una Falla inversa ciega (blindthrust) de bajo ángulo y de dirección E-O que limita la Depresión del Bajo Segura (su bloque hundido) por el Sur (Fig.1). Diversos análisis sobre la segmentación y potencial sísmico de la falla, indican que lo más

probable es que rompieran conjuntamente los dos segmentos más orientales de la falla (Benejuzar y Guardamar; Fig. 2) resultando una longitud de ruptura de 18,1 km, que daría lugar a un terremoto de magnitud 6,8-6,9 Mw generando aceleraciones horizontales del terreno pico (PGA) de entre 0,60 y 0,74 g en el bloque hundido de la falla, mientras que llegarían a alcanzarse valores de hasta 0,81 g en el bloque levantado de la misma (Silva et al., 2017), lo que sugiere rangos de intensidades ≥IX para la zona macrosísmica afectada (c. 500 km<sup>2</sup>).

Las descripciones existentes presentan una importante dicotomía entre los efectos geológicos ocurridos en el bloque hundido (norte) y bloque levantado (sur) de la Falla del Bajo Segura. El informe Larramendi (1829) proporciona una descripción general de los importantes procesos de licuefacción y agrietamiento ocurridos en el bloque hundido. Por otro lado, los datos recopilados por De Prado (1863) que visitó la zona unos 30 años después del terremoto, proporcionan una visión detallada de lo ocurrido en el bloque levantado. El presente trabajo trata sobre la dicotomína de los procesos geológicos ocurridos en ambos bloques de la Falla del Bajo Segura y su relación con la cinemática inversa de la misma, así como sobre el análisis geológico preliminar de los procesos ocurridos en el bloque levantado que no han sido analizados por ningún autor previamente.

#### EFECTOS GEOLÓGICOS EN EL BLOQUE HUNDIDO (Depresión del Bajo Segura)

Estos se sintetizan en los importantes procesos de licuefacción que afectaron a todas las poblaciones situadas (preferentemente) en la orilla norte del Río Segura. Los datos de Larramendi (1829) indican que cerca de 8 km<sup>2</sup> (798,4 Ha: "7.141 Tahullas") de



superficie se vieron anegados por arenas y lodos procedentes de millares de agujeros, respiraderos, hoyos y grietas que se abrieron en toda la huerta de Orihuela y el Bajo Segura. Según las descripciones existentes los respiraderos de arenas (volcanes de arena) poseían dimensiones de entre *"4 a 5 pulgadas de diámetro"* (10-12 cm) y se cegaron naturalmente poco después del terremoto, aunque en la zona de San Fulgencio y Las Dayas (Fig. 1) alcanzaron mayores dimensiones y las eyecciones de agua y lodo perduraron por mayor tiempo (Rodríguez de La Torre, 1984).

Las eyecciones de arena y fangos también tuvieron lugar a lo largo de las numerosas grietas que se abrieron en el terreno, "fundamentalmente a lo largo de las acequias y de las márgenes del río", que pueden interpretarse como fenómenos asociados de "lateral-spreading" (Silva et al., 2014). A consecuencia de tales procesos los márgenes del río quedaron desdibujadas a lo largo de unos 22 km destruyéndose los cuatro puentes que existían sobre el río Segura. Los datos de Larramendi (1829) indican que en la mayor parte de los casos las aguas y lodos eyectados eran de aguas fétidas, pestilentes, salobres o sulfatadas matando toda la vegetación que regaron, excepto los carrizales y las cañas, provocando además la muerte de peces en el rio y en su zona de desembocadura. En general todos estos procesos afectaron a áreas individuales de entre 0,4 (Daya Nueva) y 400 Ha (Dolores) en veintitrés diferentes localidades (Silva et al., 2014). Datos de estudios geotécnicos de la zona indican que los materiales eyectados debieron de proceder del acuífero inferior de la vega (de carácter surgente) que se localiza a una profundidad de entre 2 y 5 m en la zona afectada (Delgado et al., 1998). El mencionado acuífero se encuentra semi-confinado por los materiales de relleno de la antigua bahía del "*Sinus ilicitanus*" que a partir de 1701 fue rellenada artificialmente por las "*Pías Fundaciones del Cardenal Belluga*" (Obispo de Cartagena) para ponerlas en explotación agrícola (Silva et al., 2015a).

En efecto, la mayor parte del territorio afectado por procesos de licuefacción en el bloque hundido de la falla es terreno ganado artificialmente ("reclaimed lands") a la antigua bahía. Los procesos más significativos tuvieron lugar a lo largo de los sistemas de acequias más importantes, que en realidad responden a antiguos canales de los lóbulos deltaicos de época romana y musulmana aue desarrolló el Río Segura desde época Ibero-romana (Silva et al., 2015a). De hecho los fenómenos de licuefacción más numerosos tuvieron lugar en los términos municipales de Callosa (c. 3 km<sup>2</sup>) y Dolores (c. 2 km<sup>2</sup>) localizados respectivamente en los antiguos frentes deltaicos de época romana y musulmana (Silva et al., 2015a). En estas zonas con una susceptibilidad a procesos de licuefacción muy importante se observó la ondulación del terreno, e incluso como "campos recién arados quedaron enrasados como si se les hubiese echado la grada inmediatamente después del primer temblor, sin



Fig. 1: Mapa de intensidades hibridas EMS-98 (triángulos) y ESI-07 (círculos) del Terremoto de Torrevieja del año 1829



distinguirse los surcos formados por el arado de los lomos que lo separaban" (De Prado, 1863). Todos ellos fenómenos característicos en terrenos reclamados al mar y/o vegas fluviales, llanuras costeras con freáticos superficiales semi-saturados y que tienen lugar a partir de intensidad IX ESI-07 (Silva et al., 2015b)

# EFECTOS GEOLÓGICOS EN EL BLOQUE LEVANTADO (Sierra de Hurchillo - Torrevieja).

Como se ha comentado, el informe de Larramendi (1829) no aporta apenas datos de lo sucedido en toda la zona situada al sur del río Segura. En el informe tan solo se hace mención a las dos citadas localidades, que a la postre resultaron destruidas y tuvieron que ser reedificadas (Rodríguez de La Torre, 1984). El único dato que menciona Larramendi (1829) para esta zona es: "que el más grande de los agrietamientos tuvo lugar en el litoral cerca Torrevieja en la misma roca", que posteriormente De Prado (1863) identifica con el Cabo Cervera (Fig.1). Este autor, indica claramente que "en la zona de Torrevieja (al sur) no se formaron hoyos y agujeros como los de qué habla Larramendi y se vieron a millares en la Vega del Segura (al norte), ya que aquí el terreno es de roca firme (calizas terciarias en capas horizontales) mientras que en la vega es terreno suelto o de aluvión esta".

De Prado (1863) se encontraba de vuelta de la inspección sobre el terreno de los efectos naturales acaecidos durante el Terremoto de Huércal-Overa de 1863. La curiosidad le llevó a inspeccionar lo ocurrido 35 años antes durante el Terremoto de Torrevieja de 1829. Para ello se entrevistó con el práctico responsable de la explotación de las Salinas de Torrevieja, trabajadores de las mismas, ingenieros del puerto y pescadores de la zona, recopilando multitud de datos de interés geológico de lo ocurrido en las salinas y en la marina de Torrevieja.

Su entrevista con "el maestro o practico" que dirigía las labores de aquella salina en el año 1863 dice lo siguiente: "cuando por el mes de junio (tres meses después del terremoto) comenzaron las labores de aquel año, se vio con sorpresa que en toda la extensión de la laguna se habían formado en su fondo muchos hoyos desde 3 a 30 metros de diámetro, aunque relativamente de muy poco fondo. Allí había siempre de 30 a 40 centímetros de agua y la sal se forma en su fondo por saturación, de donde se extraen costras de unos 8 a 10 centímetros de grueso. En los hoyos referidos no se extrajo sal ninguna en 3 o 4 años, al cabo de los cuales el nivel del fondo de la laguna había vueltO a igualar del todo. Sin embargo, de cuando en cuando se notan todavía en los mismos (35 años después del terremoto) evecciones de agua y cieno que se levantan sobre la superficie, o tablazo, de la laguna hasta un metro, abriéndose paso a través de las capas de sal, que en dichos hoyos llegan a tener acaso 1,50 metros de espesor". Por consiguiente se puede asegurar que en sitios favorables la presión de fluidos aumentó notablemente formando craterlets de hasta 30 m de diámetro que consiguieron romper encostramientos salinos de hasta metro y medio de espesor afectando a toda la extensión de la laguna (c. 10 km<sup>2</sup>), dando lugar además a "water fountains" de hasta un metro de altura sobre la superficie de la

misma, y que en la escala ESI-07 caracterizan las intensidades IX-X (Silva et al., 2015b). Anomalías hidrogeológicas de similar magnitud y persistencia en el tiempo se registraron en la finca de La Herrada (Los Montesinos) y en menor medida en San Miguel de Salinas (Fig. 1). *"En la Hacienda de la Herrada, inmediata a las salinas, había un pozo de 12 a 15 metros de profundidad cuya agua tuvo tal aumento que estuvo corriendo sobre el brocal durante un mes, volviendo después a su nivel ordinario"* (De Prado, 1863). En San Miguel surgió una fuente entre las ruinas de la iglesia que estuvo brotando agua durante más de un mes (Rodríguez de La Torre, 1984).



Fig. 2: Mapa de aceleraciones del Terremoto de Torrevieja de 1829, mostrando la fuente sísmica responsable (trazo azul: Segmentos de Benejúzar y Guardamar). Triángulos: datos EMS; Círculos: datos ESI; Triángulos negros representan las localidades totalmente devastadas. Las zonas rayadas en azul y morado en el bloque hundido son las que sufrieron procesos de licuefacción masiva. La zona rayada en rojo representa el bloque levantado.

De Prado (1863) ofrece importantes datos sobre cambios permanentes en el nivel del terreno ocurridos en el bloque levantado de la falla. De nuevo en su entrevista con el práctico de las salinas indica que: *"por el mes de junio al dar principio a levantar la sal de la cosecha del año 1829 los obreros que andan en el agua reconocieron que el terreno se había levantado un palmo"* (c. 20 – 22 cm). Además en nota a pie de página indica que: *"en el fondo de aquella laguna (las salinas) hay once capas de sal que llegan a coger un metro de espesor. En ellas los terremotos produjeron unas rendijas, o sea lo que los geólogos llaman fallas, quedando de un lado más altas que de otro, y cuya dirección es de O a E".* 

Por otro lado, el mismo autor nos informa sobre variaciones del terreno observadas en la orilla del mar: *"la misma observación la hicieron los pescadores, quienes aseguran que ese levantamiento (un palmo) coge desde el puerto mismo de Torrevieja hasta el Cabo Cervera que se halla a unos 4 km de distancia".* Parece obvio, que el



levantamiento de un palmo pudieron observarlo los pescadores a lo largo del pequeño acantilado rocoso (calcarenitas pliocenas) que se extiende entre Torrevieja y Cabo Cervera, donde además, según Larramendi (1829), se registró el agrietamiento más grande.

Probablemente el levantamiento de 20-22 cm afectó a todo el sector de la costa situado entre Torrevieja y Guardamar (c. 14 km) que define el bloque levantado de la falla del Bajo Segura (Fig.2). Lo que ocurre es que al norte del Cabo Cervera el litoral está formado por materiales arenosos poco consolidados (playas y dunas), donde el fenómeno de elevación sería difícil de registrarse y conservarse como ocurrió en la zona del acantilado rocoso. Tan solo en la Torre de la Mata situada encima de un pequeño promontorio sobre materiales similares a los de Cabo Cervera podría haberse registrado este hecho (línea discontinua Fig.2). La torre quedo muy dañada, al igual que las 24 casas que constituían el asentamiento, que quedaron destruidas. La elevación del litoral, concuerda con otras anomalías observadas en el mar durante el terremoto. Larramendi (1829) indica que durante los dos terremotos mayores en marzo y abril se observó una notable, aunque temporal, retirada del mar, así como un oleaje violento en el puerto de Torrevieja que daño a algunas embarcaciones. Similares efectos (choque de embarcaciones) también se observaron en el puerto de Alicante a unos 33 km de distancia hacia el norte (Rodríguez de La Torre, 1984). Estos datos parecen indicar que la elevación de un palmo del bloque levantado tuvo sus efectos con oleaje anómalo y aparentes bajadas repentinas del nivel del mar, que al tratarse de un litoral micro-mareal (± 10-15 cm) no pasaron desapercibidas.

#### **DISCUSIÓN y CONCLUSIONES**

El análisis de los datos de De Prado (1863) acerca de lo ocurrido en el bloque levantado de la Falla del Bajo Segura, al sur de la Depresión, permite estimar que se produjo un levantamiento permanente de toda la zona comprendida entre Guardamar y las Salinas de Torrevieja de un palmo castellano, es decir de unos 20-22 cm. Este desplazamiento abarcaría un área de unos 220 km<sup>2</sup>, equivalente a la proyección sobre el terreno de la geometría de los segmentos de falla de Guardamar y Benejuzar (**Fig. 2**). La subsidencia o elevación permanente del terreno de escala decimétrica, como es nuestro caso es un efecto diagnóstico para terremotos de intensidad mínima IX ESI-07, ocurridos en zonas no volcánicas (Silva et al., 2017).

Aunque a día de hoy tales efectos son indistinguibles, los datos de De Prado (1863) indican que tal elevación quedo registrada en el fondo de las salinas y en el acantilado rocoso del Litoral. Por otro lado, los datos procedentes de la zona de las Salinas de Torrevieja, San Miguel y Los Montesinos, indican que la intensidad en esa zona alcanzaría valores máximos de X ESI-07, con importantes anomalías hidrogeológicas por sobrepresión de fluidos que se prolongaron entre 3 meses y tres años, e incluso más como el caso de las *"water-fountains"* de lodo y agua que de cuando en cuando surgían del fondo de las salinas con más de un metro de altura más de treinta años después del terremoto (De Prado, 1863). Parece claro que en el bloque levantado al no estar formado por sedimentos recientes poco compactados o por terrenos ganados al mar, los procesos de sobrepresión en los acuíferos se vieron concentrados en puntos muy concretos entorno a las salinas y no provocaron los fenómenos de licuefacción generalizada que tuvieron lugar en el bloque hundido. En este contexto la gran grieta que se abrió en la misma roca (calcarenitas pliocenas) del Cabo Cervera (Larramendi, 1829) podría tratarse de una importante falla de tensión sobre el bloque levantado de la falla inversa. En este sentido, el presente trabajo identifica por vez primera un proceso de elevación cosismica regional (y sus efectos) asociado a un terremoto histórico en la Península Ibérica.

**Agradecimientos:** Este trabajo es una contribución del proyecto de investigación MINECO-FEDER CGL2015-67169-P (QTECSPAIN-USAL) y del grupo de trabajo QTEC-AEQUA.

- Alfaro, P., Delgado, J., Estévez, A., López-Casado, C. (2001). Paleoliquefaction in the Bajo Segura basin (eastern Betic Cordillera). *Acta Geológica Hispánica*, 36 (3-4), 233-244.
- Alfaro, P., Bartolomé, R., Borque, M.J., Estévez, A., García-Mayordomo, J., García-Tortosa, F.J., Gil, A.J., Gràcia, E., Lo Iacono, C., Perea, H. (2012). The Bajo Segura Fault Zone: Active blind thrusting in the Eastern Betic Cordillera (SE Spain). *Journal of Iberian Geology*, 38, 271-284.
- De Prado, C. (1863). Los terremotos de la Provincia de Almería. *Revista Minera*, 14, 180 pp.
- Delgado, J., López-Casado, C., Alfaro, P., Giner, J.J., Estevez, A. (1998). Liquefaction potential in the Lower Segura basin (Southeast Spain). *Engineering Geology*, 49, 61-79.
- Larramendi, M.J. (1829). Memoria, relación de circunstancias y estado general de pérdidas causadas por la terrible catástrofe de los terremotos de 21 de marzo y siguientes han causado en Torrevieja y Gobernación de Orihuela. Imprenta Real, 1829, Madrid.
- Martínez Solares, J.M., Mezcua, J. (2002). Catálogo Sísmico de la Península Ibérica (880 a.C. – 1900). *Monografías IGN*, 18. IGN, Madrid, España. 253 pp.
- Rodríguez de la Torre, F. (1984). Los terremotos alicantinos de 1829. Pub. Instituto de Estudios Alicantinos. Alicante, España. 322 pp.
- Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A., Giner-Robles, J.L., Pérez-López, R., Lario, J., Perucha, M.A., Bardají, T., Huerta, P., Roquero, E. Bautista-Davila, M.B. (2014). *Catálogo de los efectos geológicos de los terremotos de España*. Serie Riesgos Geológicos y Geotecnia, 4. IGME, Madrid. 352 pp.
- Silva, P.G., Bardají, T., Roquero, E., Martínez-Graña, A., Perucha, M.A., Huerta, P., Lario, J., Giner-Robles, J.L., Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Cabero, A., Goy, J.L., Zazo, C. (2015a). Seismic paleogeography of coastal zones in the Iberian Peninsula: Understanding ancient and historic earthquakes in Spain. *Cuaternario y Geomorfología*, 29 (1-2), 31-56.
- Silva, P.G., Guerrieri, L., Michetti, A.M. (2015b). Intensity Scale ESI 2007 for Assessing Earthquake Intensities. Encyclopedia of Earthquake Engineering (Beer et al., Eds). Springer-Verlag, Berlin. pp. 1219 – 1237.
- Silva, P.G., Elez, J., Giner-Robles, J.L., Rodríguez Pascua, M.A., Pérez-López, R., Roquero, E., Bardají, T., Martínez-Graña, A. M. (2017). ESI-07 ShakeMaps for instrumental and historical events in the Betic Cordillera (SE Spain): An approach based on geological data applied to seismic hazard. *Quaternary International*, 451, 185-208.



# EVIDENCIAS GEOMORFOLÓGICAS DE ACTIVIDAD TECTÓNICA RECIENTE EN LA FALLA DEL CAMORRO (ANTEQUERA)



C. Reyes-Carmona<sup>(1)</sup>, J.P. Galve<sup>(1)</sup>, A. Jabaloy<sup>(1)</sup>, P. Ruano<sup>(1,2)</sup>, J.V. Pérez-Peña<sup>(1,3)</sup>, G. Booth-Rea<sup>(1)</sup>, J.M. Azañón<sup>(1)</sup>

(1) Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, Campus Universitario de Fuentenueva s/n, 18071-Granada, España. <u>cristinarc@ugr.es</u>, jpgalve@ugr.es, jabaloy@ugr.es, pruano@ugr.es, <u>vperez@ugr.es</u>, <u>gbooth@ugr.es</u>, jazanon@ugr.es
(2) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-UGR, Granada, España.
(3) Instituto Andaluz de Geofísica. Campus Universitario de Cartuja. Universidad de Granada, Granada, España.

Abstract (Geomophologic evidence for recent tectonic activity in the Camorro Fault (Antequera)): In this paper, we define the Camorro Fault as one of the several faults in the Torcal de Antequera Massif (MTA). Such massif is located in the central sector of the Torcal Shear Zone (ZCT). The Camorro Fault was previously defined as a dextral strike-slip fault, but field observations let us propose its recent transition to a normal fault regime. The activity of the fault with this new kinematics is also corroborated by the deposit of Quaternary debris cones, as the normal fault movement would generate enough accommodation space for cones to be deposited. These facts, together with other compiled archaeological data, lead us to conclude that the Camorro Fault is an active fault.

**Palabras clave:** Falla del Camorro, conos de derrubios, cambio cinemático, tectónica activa. *Key words:* Camorro Fault, debris cones, kinematic change, active tectonics.

# INTRODUCCIÓN

La Sierra de Las Chimeneas se enmarca dentro del dominio Penibético de las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Se considera una prolongación hacia el oeste del Paraje Natural del Torcal de Antequera (Málaga) y geológicamente, representa el sector más occidental del Macizo del Torcal de Antequera (MTA), denominado así por Barcos et al. (2011). Estos autores establecen la existencia de una zona de cizalla transpresiva dextra, que denominan Zona de Cizalla del Torcal (ZCT), dentro de la cual se localiza la Sierra de Las Chimeneas. Al pie de esta sierra y siendo su límite norte, se encuentra la que en este trabajo hemos denominado como Falla del Camorro, aludiendo al pico más alto (Camorro Alto, 1377 m) de dicha sierra.

La información cartográfica y estructural de la zona no es abundante, pero la existente, es detallada y rigurosa. Martín-Algarra (1987) definió las distintas unidades y formaciones litológicas. Otros autores como Barcos et al. (2011) o Sanz de Galdeano y López Garrido (2012) definieron los aspectos cinemáticos y estructurales, con el fin de reconstruir las etapas de deformación del MTA. Sin embargo, no existen estudios de mayor detalle acerca de la tectónica reciente de las fallas que definen en el macizo ni de sus llamativos rasgos geomorfológicos. En este trabajo, presentamos evidencias de la actividad de la Falla del Camorro mediante la integración de rasgos estructurales geomorfológicos, proponiendo un cambio reciente de la cinemática de esta falla y considerando la importancia de los depósitos de ladera.

# **CONTEXTO GEOLÓGICO**

La Cordillera Bética es una cadena montañosa situada en el sur-sureste de la península Ibérica y que corresponde al segmento más occidental del cinturón orogénico Alpino. Tradicionalmente, se ha dividido en las Zonas Internas, el Complejo del Surco de los Flyschs y las Zonas Externas.

Las Zonas Externas se corresponden con el paleomargen sureste del Macizo Ibérico, y se subdividen en los dominios Prebético y Subbético; ambos formados por sucesiones de rocas sedimentarias deformadas de edad Triásico hasta Mioceno (Vera, 2004). A su vez, el Subbético se divide en Subbético Externo, Interno y Medio; localizándose la zona de estudio en la porción más occidental del Subbético Interno, que se diferencia netamente del resto y recibe el nombre de Penibético (Martín-Algarra y Vera, 1982). Las litologías del Penibético son esencialmente rocas carbonatadas del Jurásico y margas y margo-calizas del Cretácico.

La cinemática convergente entre las placas Euroasiática y Africana contiene un grado de oblicuidad, lo que da lugar al desarrollo de zonas de cizalla transpresivas (Jiang et al., 2001). En la región de Antequera se localiza una banda de deformación frágil-dúctil de unos 60 km de longitud, aproximadamente E-O, que abarca desde la Sierra de Teba hasta la Sierra del Chamizo (Barcos et al., 2011). Estos autores la denominan como Zona de Cizalla del Torcal (ZCT). La zona de cizalla limita al sur con las Zonas Internas y al norte con las Zonas Externas, afectando a los macizos carbonatados del Penibético. Uno de estos macizos es el Macizo del Torcal de Antequera (MTA), situado en la parte central de la ZCT. Barcos et al. (2011) destacan la heterogeneidad de geometrías y cinemáticas existentes en el MTA como consecuencia de un alto reparto de la deformación, típico de este tipo de zonas de cizalla. Por ello, dividen el MTA en tres dominios (Central, Norte y Sur) según el tipo de cinemática y estructuras predominantes. La falla del Camorro se corresponde, por tanto, con el sector más occidental de la falla del Dominio Norte, de orientación aproximada ONO-ESE, buzamientos





Fig. 1: Vista desde el NE de la Sierra de Las Chimeneas en la que se muestra la Falla del Camorro diferenciada en su sector occidental (rojo) y sector oriental (verde), así como los depósitos de ladera más destacables: canchal, conos de derrubios y depósitos de avalancha. (Fuente: Google Earth).

fuertes (50-80°) hacia el N y ángulos de cabeceo bajos al E y al O (Barcos et al., 2011). La edad inferida para esta falla y para el resto de estructuras del MTA es Mioceno superior (Barcos et al., 2011; Sanz de Galdeano y López Garrido, 2012).

#### **METODOLOGÍA**

En este trabajo, hemos realizado una campaña de campo focalizada en realizar observaciones geomorfológicas y en la toma de datos estructurales a lo largo de la Falla del Camorro, especialmente de medidas de planos de falla con estrías. La intensa karstificación del macizo y la existencia de depósitos de ladera que cubren parte del escarpe de falla han dificultado considerablemente la labor de búsqueda de afloramientos bien conservados o expuestos y por ello, las medidas estructurales son escasas.

Además, hemos complementado las observaciones geomorfológicas de campo con fotointerpretación de pares estereoscópicos y con cartografía digital, mediante el uso de ortoimágenes, modelos digitales del terreno, *Google Earth* y modelos 3D obtenidos de vuelos de dron.

#### RESULTADOS

La Falla del Camorro tiene una longitud de 6 km, con una dirección aproximada E-O y buzamientos siempre hacia el norte que oscilan en torno a 50° y 60°, alcanzando incluso los 80°. Esta falla limita al norte la Sierra de Las Chimeneas (macizo de calizas jurásicas) y la separa de depósitos marinos de edad Tortoniense en parte cubiertos por depósitos de ladera cuaternarios. La falla muestra una clara expresión superficial y un acentuado trazado rectilíneo a lo largo de toda su traza (Fig.1). Sin embargo, a escala de afloramiento, no siempre encontramos el escarpe de falla expuesto o bien conservado. Las observaciones que hemos realizado nos permiten diferenciar dos sectores de la falla: oriental y occidental (Fig. 1).

El sector oriental de la falla se caracteriza por la presencia de depósitos cuaternarios de

desprendimientos de roca, tales como canchales y conos de derrubios (Fig. 1). El depósito tiene lugar debido a un cambio más o menos brusco en la pendiente de la ladera. Por ello, estos depósitos se acumulan cubriendo el escarpe de falla (canchal) y a partir del trazado de la falla (conos de derrubios), extendiéndose hasta una distancia de entre 100 y 150 m hacia el norte de la falla (Fig. 1). Cabe destacar la existencia de llamativos canales de derrubios o de alimentación que discurren ladera abaio desde las partes más altas de la sierra, por los que discurren los derrubios que posteriormente se depositarán en forma de conos al pie de la ladera. Además, se han distinguido conos activos, en los cuales tiene lugar el depósito actual y conos inactivos, en los cuales se aprecia el antiguo ápice o ápice colgado que lo alimentaba (Fig. 2A). En este sector, hemos cartografiado 17 conos de derrubios, de morfología generalmente elongada, especialmente los de menor tamaño. 2 de estos 17 conos son conos inactivos y sus ápices actuales evidencian una migración del depósito hacia el este (Fig. 2A). En una posición más avanzada a los conos de derrubios y extendiéndose hasta 1 km hacia el norte de la ladera, encontramos depósitos de avalancha, dispuestos en llamativas colinas sigmoidales de hasta 35 m de altura.

La existencia y abundancia de este tipo de depósitos, a su vez, dificulta la exposición y conservación del escarpe de falla. Por ello, los afloramientos de la falla en este sector son escasos, pues se encuentra cubierta por derrubios prácticamente en la totalidad de su extensión.

El sector occidental de la falla, por el contrario, se caracteriza por la ausencia general de depósitos de ladera (Fig. 1) y por una buena exposición del plano de falla. Tan solo en algunas zonas hemos cartografiado depósitos de canchal de reducida extensión (20 m) y otras zonas donde se han depositado bloques de roca asociados a desprendimientos puntuales.







Fig. 2: A) Fotografía de campo en la que se observan un cono de derrubios activo y un cono de derrubios inactivo con su respectivo ápice colgado. B) Fotografía que muestra los grooves de salto en dirección y la familia de estrías con componente normal en el escarpe de la Falla del Camorro. La dirección de movimiento marcada por los grooves y estrías se muestra con una línea roja discontinua y con la posición del bolígrafo, respectivamente. C) Medidas estructurales de los planos de falla, estrías y dirección de movimiento de la Falla del Camorro, en sus sectores oriental (rojo) y occidental (verde), representadas en proyección estereográfica (proyección equiareal, hemisferio inferior).

A lo largo de este sector, el plano de falla se encuentra expuesto casi en la totalidad de su extensión. En el extremo occidental de la sierra, encontramos no solo buenos afloramientos del plano de falla, si no multitud de variadas estructuras tales

como estructuras en flor y geometrías en relevo, a modo de pequeñas fallas tardías orientadas N-S que desplazan entre 1 y 5 m el plano de falla principal. Hacia dicho extremo, la dirección de la falla varía a NE-SO. Cabe destacar la existencia de grooves de salto en dirección, los cuales proporcionan una morfología curva al plano de falla (Fig. 2B). Estos rasgos evidencian una componente de salto en dirección dextra, ya descrita por Barcos et al. (2011). En algunas localizaciones, encontramos afloramientos de cataclasitas y planos de falla cubiertos por óxidos de hierro con estrías (Fig. 2B). Así, observamos dos familias de estrías: una con ángulos de cabeceo que varían desde 0 a 20º hacia el oeste -componente de salto en dirección- y otra familia con ángulos en torno a 45º hacia el este componente normal y dextra- (Fig. 2B y 2C). Cabe destacar que la familia de estrías con componente normal se superpone a la de salto en dirección (Fig. 2B).

# DISCUSIÓN

Es posible corroborar aspectos estructurales de la Falla del Camorro mediante rasgos geomorfológicos observados en los conos de derrubios. En algunos ejemplos cercanos a la zona, como en Padúl (Granada), se genera una serie de abanicos aluviales cuya sedimentación evidencia un control tectónico significativo ligado a la actividad de la falla de Padúl-Nigüelas (Calvache et al., 1997). Así, el salto normal de la falla genera espacio de acomodación y sectores lo suficientemente subsidentes para que tenga lugar la sedimentación y depósito de abanicos aluviales (Calvache et al, 1997; Viseras et al., 2003). Estos autores definen, además, que cuando un lóbulo deposicional del abanico alcanza cierta altura, este tiende a migrar lateralmente generando un nuevo lóbulo que se situará sobre el anterior. Todas estas evidencias, aunque se hayan descrito en abanicos aluviales, son posibles de identificar en los conos de derrubios del sector oriental de la falla. De este modo, la componente normal de la Falla del Camorro es lo suficientemente importante como para generar espacio de acomodación y consecuente depósito de conos de derrubios e incluso la migración lateral de éstos. Con esto, y a pesar de que existe una componente importante de salto en dirección dextra (ya descrita por Barcos et al., 2011, y que hemos confirmado nuestras observaciones). con interpretamos que la Falla del Camorro está experimentando un cambio en su cinemática hacia un régimen normal, aunque aún mantiene cierta componente dextra.

La morfología de los abanicos aluviales es un buen indicador de tectónica activa ya que la forma de un abanico refleja las variaciones de los procesos tectónicos, tales como el levantamiento del frente montañoso (National Research Council, 1986). Así, cuando la tasa de levantamiento del frente montañoso es mayor que la tasa de sedimentación, los depósitos más jóvenes se generarán próximos al ápice activo del abanico (National Research Council, 1986). Este hecho lo observamos en los conos de derrubios inactivos de la Falla del Camorro, donde se evidencia la migración del depósito y la actividad tanto de la caída de derrubios como de la falla.



Asimismo, en National Research Council (1986) se apunta que una falla normal activa genera abanicos relativamente pequeños y de topografía inclinada, así como un frente montañoso rectilíneo; rasgos que observamos en la Falla del Camorro. Estos aspectos sedimentológicos-geomorfológicos son congruentes, además, con nuestras observaciones estructurales de la cinemática de la falla de componente normal.

Dada la edad propuesta por otros autores (Barcos et al., 2011; Sanz de Galdeano y López Garrido, 2012) del resto de estructuras del macizo, proponemos que este cambio en la cinemática tuvo lugar a partir del Mioceno superior, pudiendo ser incluso más reciente (plioceno-cuaternario) y continúa aún activo. Dicha actividad se demuestra, además, por el aspecto de los conos de derrubios, ya que son depósitos sin apenas vegetación y con bloques frescos caídos recientemente. Otras evidencias de la neotectónica de la zona son aludidas por Burillo-Panivino (1998). Este autor describe en el entorno de El Torcal la existencia de fracturas que afectan a materiales cuaternarios, así como depósitos de brechas cuaternarias basculadas. Asimismo, existe otro tipo de registros que aluden a la importancia de la sismicidad histórica cuaternaria de la zona. Investigaciones arqueológicas, llevadas a cabo por Quintero et al. (1996) en la Cueva del Toro (situada en El Torcal de Antequera) revelan un período de ocupación humana en dicha cavidad desde el Neolítico Medio hasta el Bronce Inicial y, además, se apuntan indicios sobre la ocurrencia de un cataclismo a finales de la Edad del Cobre (hace unos 5000 años). Así, cabe la posibilidad de que dicho cataclismo pudiera estar relacionado con un terremoto de magnitud considerable. Para confirmar esta hipótesis, sería necesario realizar dataciones (liquenométricas, cosmogénicos, etc.) de los depósitos de derrubios, así como para confirmar la edad cuaternaria de éstos.

#### CONCLUSIONES

La buena correlación entre los nuevos datos estructurales, recabados en este trabajo, y los rasgos geomorfológicos, no identificados hasta el momento, nos ha permitido señalar la posible actividad de la Falla del Camorro. La existencia de una familia de estrías con componente normal posterior a otra familia de estrías de salto en dirección evidencia un cambio reciente en la cinemática de la falla hacia un régimen de falla normal. Dicho régimen es coherente con los rasgos geomorfológicos observados. Los depósitos más destacables son los conos de derrubios, formados a partir del trazado de la falla por el cambio de pendiente que ésta genera. Así, concluimos que la formación de estos conos de derrubios es posible ya que la cinemática normal reciente de la falla genera

espacio de acomodación suficiente para que tenga lugar el depósito de estos conos.

Considerando otros aspectos tales como: (1) el desarrollo y migración lateral de conos de derrubios, (2) el aspecto fresco de los derrubios que los forman, (3) la clara expresión superficial de la falla o (4) el frente rectilíneo que genera la falla al pie de la sierra, interpretamos que dicha falla podría ser activa. Asimismo, otras evidencias históricas y arqueológicas apuntan a una sismicidad reciente de la zona, que, hasta ahora, nadie había sugerido que estuviese asociada a esta falla.

**Agradecimientos:** Este trabajo ha sido financiado por los proyectos de investigación CGL2015-71692-P y CGL2015-67130-C2-1-R del MINECO.

- Barcos, L., Díaz Azpiroz, M., Balanyá, J.C., Expósito, I. (2011). Dominios estructurales y reparto de la deformación en zonas transpresivas de corteza superior (Torcal de Antequera, Cadena Bética). *Geogaceta*, 50 (1), 31-34.
- Burillo-Panivino, F.J. (1998). El karst del Torcal de Antequera. En: Karst en Andalucía, (J.J. Durán, J. López-Martínez, Eds). IGME, Madrid (España), 153-164.
- Calvache, M.L., Viseras, C., Fernández, J., (1997). Controls on fan development - evidence from fan morphometry and sedimentology, Sierra Nevada, SE Spain. *Geomorphology*, 21, 69–84.
- Jiang, D., Lin, S., Williams, P.F. (2001). Deformation paths in high-strain zones, with reference to slip partitioning in transpressional plate-boundary regions. *Journal of Structural Geology*, 23, 991-1005.
- Martín-Algarra, A., Vera, J. A. (1982). El Cretácico del Penibético, de las unidades del Campo de Gibraltar, las Zonas Internas y las unidades implicadas en el contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas. En: *El Cretácico de España* (A. García, Ed.). Universidad Complutense, Madrid (España), 603-630.
- Martín-Algarra, A. (1987). Evolución geológica alpina del contacto entre las zonas internas y las zonas externas de la cordillera Bética (sector centro-occidental). Tesis doctoral, Universidad de Granada, Granada (España), 1171 pp.
- National Research Council. (1986). Active Tectonics: Impact on Society. Ed. National Academy Press, Washington D.C., 280 pp.
- Quintero, P. G., Rodríguez, A. D. C. R., Socas, D. M., Massieu, M. D. C. (1996). Las actividades tecnoeconómicas en "Cueva del Toro" (Antequera-Málaga) a través del análisis funcional. *Rubricatum: revista del Museu de Gavà*, 1, 161-167.
- Sanz de Galdeano, C., López Garrido, A.C. (2012). The Torcal de Antequera, an example of a structure formed by a large scale dextral transcurrent system. *Estudios Geológicos*, 68 (2), 189-202.
- Vera, J.Ă. (2004). *Geología de España*. Ed. SGE-IGME, Madrid (España), 855 pp.
- Viseras, C., Calvache, M.L., Soria, J.M., Fernández, J. (2003). Differential features of alluvial fans controlled by tectonic eustatic accommodation space. Examples from the Betic Cordillera, Spain. *Geomorphology*, 50, 181-202.



# REAPRETAMIENTO CUATERNARIO DEL ARCO CANTÁBRICO EN EL MANTO DE LA SOBIA (ZONA CANTÁBRICA, NO DE ESPAÑA)



F.J. Fernández-Rodríguez<sup>(1)</sup>, R. Menéndez-Duarte<sup>(1)</sup>, L. Rodríguez-Rodríguez<sup>(1)</sup>, M. Iglesias<sup>(1)</sup>, L. Pando<sup>(1)</sup>

(1) Dpto. Geología, Universidad de Oviedo. C/ Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo, Spain. <u>fifernandez@uniovi.es</u>, <u>ramendez@uniovi.es</u>, <u>laurarr@geol.uniovi.es</u>, <u>miglesias@geol.uniovi.es</u>, <u>lpando@geol.uniovi.es</u>

Abstract (Quaternary Cantabrian Arc tightening belonging the Sobia Nappe: Cantabrian Zone, NW Spain): The Sobia nappe is located westerly of Cantabria Zone. Its symform structure has been bended by the Cantabrian Arc during Variscan orogeny. Carboniferous limestone outcropping along this structure is forming an arcuate mountain range during Alpine orogeny. However, the map of cemented scree and rock-avalanche deposits cut by reverse and lateral faults are evidencing a Quaternary tectonic reactivation. U/Th dating of the calcite coating the blocks within the cemented calcareous avalanche deposits indicating that the avalanche deposits cemented since Marine Isotope Stage (MIS) 9a to MIS 1. Kinematic of the active faults are consistent with the N-S tightening of the Cantabrian Arc. This current tectonic is given a progressive uplift of range ca. 200 m southward.

**Palabras clave:** Tectónica Cuaternaria, Paleosismicidad, Avalanchas de rocas, Zona Cantábrica *Key words*: *Quaternary tectonic, Palaeoseismicity, Rock-avalanche, Cantabrian Zone* 

#### INTRODUCCIÓN

La Cordillera Cantábrica es la prolongación de la Cordillera Pirenaica hacia el Oeste de la Península Ibérica. Se extiende por todo el margen litoral cantábrico a lo largo de alineaciones montañosas y sierras dispuestas paralelas a la línea de costa y cuya geometría particular está condicionada por las estructuras del basamento, reactivadas durante la orogenia Alpina.

En la Zona Cantábrica, del NO del Macizo Ibérico, aflora fundamentalmente el basamento paleozoico afectado por una tectónica de tipo piel delgada, caracterizada por el desarrollo de cabalgamientos y pliegues relacionados, cuya cinemática Varisca indica una dirección de transporte tectónico hacia el núcleo de su estructura en arco (Fig. 1; Marcos y Pulgar, 1982; Pérez Estaún et al., 1988).

En la actualidad el margen NO de la Península Ibérica es considerado una zona de intraplaca de relativamente baja sismicidad, situado a cientos de kilómetros del margen activo entre las placas africana y euroasiática (p.e. Custodio et al., 2015). Aunque en esta zona los eventos sísmicos son de escasa magnitud y tienen un patrón de dispersión en enjambre, un estudio reciente de sismicidad en la Zona Cantábrica ha registrado, entre 2015 y 2017, 45 eventos de magnitud >2, localizados a profundidades entre 9 y 18 km, en la intersección entre la Falla de León y la de Ventaniella (López-Fernández et al. 2018; Fig. 1). Sin embargo, la escasez de afloramientos mesozoicos y la limitada extensión de las formaciones superficiales cuaternarias, relacionadas fundamentalmente con el glaciarismo, la dinámica de laderas, y la incisión de la red fluvial (p.e. Menéndez-Duarte et al., 2007; Rodríguez-Rodríguez et al., 2015), dificulta enormemente la observación directa de estructuras cuaternarias en la Zona Cantábrica, por lo que apenas existen referencias (Fernández-Rodríguez et al., 2018).

En este trabajo se presenta la cartografía detallada de las estructuras y las formaciones superficiales de la Sierra de la Sobia, en la Zona Cantábrica. El análisis de la cartografía pone en evidencia el control tectónico del apretamiento reciente de la Falla de León y sus estructuras asociadas en el desencadenamiento de avalanchas rocosas a lo largo de su vertiente occidental.

## LOCALIZACIÓN

La Sierra de Sobia es un cordal calizo de forma arqueada de unos 22 km de longitud que se localiza al SO de Oviedo, separando los valles de Teverga y Tameza hacia el Oeste, de los de Quirós y Trubia hacia el E. Las elevaciones del cordal aumentan progresivamente desde el pico Caldoveiro (1354 msnm) hacia el S hasta el pico Saleras (1778 msnm).

Desde el punto de vista geológico El Manto de la Sobia pertenece a la Unidad de Somiedo de la Zona Cantábrica (Fig. 1; Alonso et al., 2009). Su estructura consiste en un par de pliegues trasversales, el Sinclinal de la Sobia seguido hacia el E del Anticlinal de Proaza, un pliegue de propagación de falla relacionado con el cabalgamiento basal del manto (Bulnes y Aller, 2002). Por el Oeste, el Sinclinal de la Sobia está cortado por la Falla de León que superpuso, en fuera de secuencia, hacia el ENE el Manto de Bodón sobre el de la Sobia (Alonso et al., 2009). Esta interpretación cinemática explica la importante inversión paleogeográfica a ambos lados de esta falla con desplazamiento principal tardi-Varisco.

Las calizas del carbonífero Medio e Inferior que afloran a lo largo de la Sierra de la Sobia representan la expresión en el relieve del núcleo del Sinclinal de la Sobia, cuyo flanco O está cortado por la Falla de León en dirección paralela a su trazado y al del Arco Cantábrico. A lo largo de este contacto se han cartografiado varios depósitos de avalanchas



rocosas de grandes dimensiones. Los frentes de estas avalanchas han llegado a afectar a poblaciones limítrofes como son el caso de Gradura, Entrago, Sobrevilla y Carrea (Fig. 2). En la población de Villa de Sub, localizada en la terminación periclinal meridional del Sinclinal de la Sobia, el último desprendimiento de bloques del escarpe de rotura importante sobre la población, coincidió con un registro sísmico de magnitud 2.0 a 5 km de profundidad, cuyo epicentro fue localizado hacia el O de la población de Bárcena de Quirós por el Instituto Geográfico Nacional el 11 de Enero de 2004 (Evento 446704 del catálogo del 2004). muestreo para mejorar los errores analíticos por contaminación de Th-detrítico del cemento carbonatado, obteniendo dos dataciones U/Th por espectrometría Alpha en los laboratorios del Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera y 3) estudios de estabilidad mecánica de los escarpes de rotura asociados a las avalanchas con cálculo de aceleraciones sísmicas necesarias para desencadenar el proceso.

#### RESULTADOS

En la vertiente occidental de la Sierra de la Sobia encontramos numerosas avalanchas rocosas distribuidas a lo largo del contacto entre la Falla de



Fig. 1: Mapa geológico de la Zona Cantábrica (tomado de Alonso et al., 2009). Se ha añadido la localización de los registros sísmicos, de acuerdo con el archivo histórico del Instituto Geográfico Nacional. El recuadro muestra la localización de la Fig. 2 y la flecha la zona del trabajo de López-Fernandez et al. (2018) citada en el texto

# METODOLOGÍA

Se ha cartografiado la geología y geomorfología de la Sierra de la Sobia (aproximadamente 17x10<sup>3</sup> ha a escala 1: 5.000 sobre la base topográfica del modelo digital del terreno de altimetría por laser LiDAR-PNOA para el Pricipado de Asturias del proyecto de 2012 con paso de malla de 5 m del Instituto Geográfico Nacional (<u>http://pnoa.ign.es/ortofotos</u>).

El estudio de las avalanchas de rocas se ha completado con: 1) análisis de distribución de tamaños de bloques en cinco de los depósitos de avalancha, utilizando mosaicos de ortofotografías con una resolución de 10 cm obtenidos con vuelos no tripulados (aeronave de tipo ATYGES FV-8 y georreferenciación GPS con estación LEYCA GS14 GNSS); 2) datación U/Th de los cementos carbonatados de los depósitos de avalancha. Se obtuvieron 5 dataciones U/Th por ICP-MS, en los laboratorios de la Universidad de Minnesota. Una vez obtenidos los resultados se realizó un segundo León y el flanco occidental del Sinclinal de la Sobia.

Los escarpes de rotura están controlados por un sistema de fracturación de orientaciones longitudinal y transversal al trazado de la Falla de León. Algunas de estas fracturas presentan desplazamientos métricos y estrías asociadas que indican un desplazamiento dominantemente en dirección, tanto en sentido dextro como senextro consistentes con una cinemática de re-apretamiento del arco que define la forma general de la sierra (Fig. 2). Algunas de estas fallas llegan a cortar la traza principal de la Falla de León.

Los estudios de estabilidad mecánica de los escarpes de rotura asociados a las avalanchas indican que estos presentan una configuración estable y que todas las avalanchas estudiadas requieren una aceleración sísmica mínima para iniciar su desencadenamiento.



Los depósitos de las avalanchas, presentan dominantemente formas en abanico, aunque también existen depósitos confinados en los cañones de los cursos fluviales principales, generando una aceleración reciente en la incisión de los cauces. como es el caso de la avalancha de Cueva Güerta a la salida del cañón de la Foz de la Estrechura. Las dimensiones de los depósitos varían desde los 0,07 x10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> hasta los 12,5 x10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>. Desde la base de los escarpes de rotura hasta el comienzo de los depósitos de avalanchas se observan diferencias de cota que varían entre los 0,10 y los 0,65 km. La distribución de tamaños de bloques es de tipo escalo independiente con dimensiones fractales D que varían entre 2,41 y 3,97. Los depósitos de mayores dimensiones son acumulaciones complejas de avalanchas donde se llegan a reconocer más de tres avenidas superpuestas. Los depósitos más antiguos suelen estar cementados por cemento carbonatado.

Las edades U/Th de las calcitas cristalizadas en el cemento carbonatado que consolida los bloques de algunos de los depósitos de avalanchas estudiados aportan edades de cementación que van desde los 278312 ± 32868 años hasta los 9945+1222/-1209 años, registrando prácticamente todos los periodos interglaciares desde el estadio marino isotópico (MIS) 9a hasta el MIS 1.

edades Cuaternarias, la deformación Varisca del basamento y su reactivación Alpina dando la configuración del relieve actual y el contexto tectónico de margen pasivo de la cornisa Cantábrica, hacen muy improbable la obtención de datos estructurales que prueben la existencia de una actividad tectónica reciente y que permitan evaluar su importancia en el paisaje. Sin embargo, existen datos que apuntan hacia una reactivación del levantamiento del relieve en el Pleistoceno (Álvarez-Marrón et al., 2008), trabajos de geofísica que documentan la presencia de avalanchas submarinas de grandes dimensiones asociados a la prolongación de la Falla de Ventaniella bajo el Mar Cantábrico (Fernández-Viejo et al., 20014), así como el registro de una moderada actividad sísmica reciente concentrada en la intersección de las Fallas de Ventaniella y León (López-Fernández et al., 2018).

El contexto estructural y geomorfológico de la Sierra de la Sobia es ideal para abordar este problema, puesto que desde el punto de vista estructural esta sierra se encuentra limitada por el O por el trazado de la Falla de León, siguiendo la curvatura que describe el Arco Cantábrico, y jalonando este trazado se observan abundantes depósitos de avalanchas rocosas de grandes dimensiones, algunas de las cuales están cortadas por fallas que



Fig. 2: Mapa geológico de la zona central de la Sierra de la Sobia. En el recuadro se localiza el trabajo de Fernández et al. (2018) mencionado en el texto.

#### DISCUSIÓN

La actividad tectónica reciente de la Zona Cantábrica está escasamente documentada, debido a que es muy difícil reconocer las estructuras activas cuaternarias sobre el terreno. Las pequeñas dimensiones de las formaciones geológicas de indican su actividad tectónica reciente, Como es el caso de la avalancha del Entrago (Fig. 2).

Para intentar datar esta actividad tectónica reciente se ha recurrido al método U/Th en calcitas que cristalizan en el cemento carbonatado que



ocasionalmente aparece cementando los bloques de las avalanchas rocosas. Sin embargo, las edades obtenidas muestran un rango amplio para el periodo Cuaternario que prácticamente abarcan todos los estadios interglaciares desde el MIS 9a hasta hace 10.000 años. Estas edades hay que unos interpretarlas como edades mínimas para la formación de los depósitos. No obstante, la presencia de depósitos de avalanchas rocosas no cementados superpuestos sobre los cementados evidencia la recurrencia reciente de estas estructuras, necesaria para desestabilizar los taludes que configuran los escarpes de rotura. Con el objeto de poder datar estos ciclos de recurrencia reciente de la actividad tectónica se ha hecho un muestreo para la datación por cosmogénicos, cuyos datos se están procesando actualmente.

Esta actividad tectónica reciente ha condicionado la evolución geomorfológica de la zona y en especial la de la incisión de la red fluvial de la cuenca del río San Pedro. Este río presenta varios tramos encañonados, los mayores en el desfiladero de Valdecerezales (Fig. 2) y en la Foz de La Estrechura. En ambas zonas hay una verticalización de las paredes en su tramo inferior de unos 200 m de altura. Esta altura es similar a la máxima elevación que la rasa asturiana (una antigua superficie de abrasión litoral marina emergida) alcanza sobre el nivel del mar actual y creemos que puede ser un levantamiento medio representativo de la reactivación del relieve actual. En la Sierra de la Sobia este levantamiento del relieve se ha ido acomodando progresivamente hacia el S a través de las fallas transversales y la reactivación de estructuras previas Variscas. Además de está incisión fluvial regional, localmente se reconocen tasas de incisión mucho más altas, en tramos donde los depósitos de las avalanchas de rocas ocluyeron el desagüe del cañón fluvial excavado en las calizas, tal v como ocurre en la avalancha de Cueva Güerta. Estas incisiones locales se han cuantificado en hasta 5 mm/año, a partir de la edad de los cementos carbonatados de las avalanchas y de los metros de incisión del cauce en los depósitos.

## CONCLUSIONES

Se han relacionado la cinemática de fallas inversas y de desgarre que afectan a derrubios de ladera cementados y a depósitos de avalanchas de rocas distribuidas paralelamente al trazado de la Falla de León, a lo largo de la vertiente occidental de la Sierra de la Sobia, con actividad tectónica Cuaternaria en la Zona Cantábrica, consistente con el apretamiento del Arco Astúrico. Las edades U/Th de las calcitas cementando los bloques de los depósitos de avalanchas indican cementaciones desde el estadio isotópico marino (MIS) 9a hasta el MIS 1. El registro geomorfológico de la aceleración de la incisión fluvial como consecuencia del levantamiento reciente del relieve en la Sierra de la Sobia sugiere un levantamiento progresivo hacia el S de unos 200 m

durante el Cuaternario, a través de la reactivación de algunas estructuras Variscas previas que también fueron activas durante la acomodación del levantamiento Alpino.

**Agradecimientos:** Este trabajo ha sido realizado con cargo a los proyectos de investigación MINECO-16-CGL2015-66997-R y FC-GRUPIN-IBI/2018/00076/040. Agradecemos la revisión que la Dra. A. Pascual ha realizado para la edición de este resumen.

- Alonso, J.L., Marcos, A., Suárez, A. (2009). Paleogeographic inversion resulting from large out of sequence breaching thrusts: The León Fault (Cantabrian Zone, NW Iberia). A new picture of the external Variscan Thruct Belt in the Ibero-Armorican Arc. *Geologica Acta* 7(4), 451-473.
- Álvaréz-Marrón, J., Hetzel, R., Niedermann, S., Menéndez-Duarte, R., Marquínez, J. (2008). Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma in age at the coast of northern Spain: A multiple cosmogenic nuclide approach. *Geomorphology*, 93, 316-334.
- Bulnes, M.; Aller, J. (2002). Three-dimensional geometry of large-scale fault-propagation folds in the Cantabrian Zone, NW Iberian Peninsula. *Journal of Structural Geology*, 24, 827-846.
- Custodio, S., Días, N.A., Carriho, F., Gongora, E., Rio, I., Marreiros, C., Morais, I., Alves, P., Matías, L. (2015). Earthquakes in western Iberia: Improving the understanding of lithospheric deformation in a slowly deforming región. *Geophysical Journal International*, 203, 127-145.
- Fernández, F.J., Alonso, J.L., Pando, L. (2018). Evidencias de actividad tectónica cuaternaria en el occidente de la Zona Cantábrica (Puertos de Mariabio, Manto de la Sobia). *Geogaceta*, 64, 3-6.
- Fernández-Viejo, G., López-Fernandez, C., Domínguez-Cuesta, M.J., Cadenas, P. (2014). How much confidence can be conferred on tectonic maps of continental shelves? The Cantabrian-Fault case. *Scientific Reports*, 4, 1-6.
- López-Fernández, C., Fernández-Viejo, G., Olona, J., Llana-Fúnez, S. (2018). Intraplate Seismicity in Northwest Iberia along the trace of the Ventaiella Fault: A case for fault intersection a depth. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 108(2), 604-618.
- Marcos, A., Pulgar, J.A. (1982). An approach to the tectonostratigraphic evolution of the Cantabrian foreland thrust and fold belt, Hercynian Cordillera of NW Spain. *Neues Jahrburg für Geologie und Paläontologie Abhanndlungen*, 163(2), 256-260.
- Menéndez-Duarte, R., Marquínez, J., Fernández, S. (2007). Incised channels and gully erosion in Northern Iberian Peninsula: Controls and geomorphic setting. *Catena*, 21(2), 267-278.
- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J.L., Marquínez, J. Aller, J., Álvarez-Marrón, J., Marcos, A., Pulgar, J.A. (1988). A thin-skinned tectonic model for an arcuate fold and thrust belt: Cantabrian zone. *Tectonics*, 7(3), 517-537.
- Rodríguez-Rodríguez, L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Aramburu, A. (2015). Research history on glacial geomorphology and geochronology of the Cantabrian Mountains, north Iberia (43-42°N77-2°W). *Quaternary International*, 364, 6-21.



# SECUENCIAS MARINO-CONTINENTALES CUATERNARIAS EN EL LITORAL DEL ALENTEJO PORTUGUÉS



J.L. Goy<sup>(1)</sup>, C. Zazo<sup>(2)</sup>, C.J. Dabrio<sup>(3)</sup>, D. Moura<sup>(4)</sup>, T. Boski<sup>(4)</sup>, E. Roquero<sup>(5)</sup>, A. Martínez-Graña<sup>(1)</sup>, J. Lario<sup>(6)</sup>; T. Bardají<sup>(7)</sup>

(1) Dpto. Geología, USAL. Pza. de la Merced s/n. 37008-Salamanca. joselgoy@usal.es; amgranna@usal.es

(2) Dpto. Geología, Museo Nal. CC. Naturales, CSIC. C/ José Gutiérrez Abascal, 3. 28806-Madrid. carizazo@mncn.csic.es

(3) Dpto. Estratigrafía, Fac. CC.Geológicas, UCM. C/ José Antonio Novais, 12. 28840-Madrid. dabrio@geo.ucm.es

(4) CIMA, Campus de Gambelas, Edificio 7, ; Univ. do Algarve. 8005-139 Faro. Portugal. <u>dmoura@ualg.pt;</u> <u>bosky@ualg.pt</u>
 (5) Dpto. Edafología, ETSI Agrónomos, UPM. Av. Puerta de Hierro, 2. 28840-Madrid. <u>elvira.roquero@upm.es</u>

(6) Dpto. CC. Analíticas, Fac. Ciencias, UNED. C/ Senda del Rey, 9. 28840-Madrid. javier.lario@ccia.uned.es

(7) Dpto. Geología, Geografía y Medio Ambiente, UAH. Ctra.N-II km33,6. 28805-Alcalá de Henares. teresa.bardaji@uah.es

Abstract (Quaternary marine-terrestrial sequences in the littoral of Alentejo, Portugal): A detailed geomorphological map allowed to define the complex relationships between the morphostructural framework and the development of sedimentary units both marine and terrestrial along the Quaternary in the littoral area of the Alenteio (Portugal). Outcrops along Riba do Morgadel and River Mira allowed to reconstruct a sequence of up to fourteen staircased marine terraces. In the beach of Pessegueiro Fort, a beach-dune sequence has been attributed to MIS5 in basis of OSL, <sup>14</sup>C and U-series dating, with the beach being located at +0.5m. At Praia da Pegada, another beach deposit located at +2-4 m, has been attributed to MIS5. This chronology postdates previous chronological interpretations

Palabras clave: Terrazas marinas, Último Interglaciar, directrices morfoestructurales. Key words: Marine terraces, Last Interglacial, morphostructural framework.

#### INTRODUCCIÓN

El bajo Alentejo, entre Sines y Vilanova de Milfontes, se caracteriza por el desarrollo de amplias secuencias de abanicos aluviales que, desde el Pleistoceno inferior, bajan desde las Sierras de Grandola y del Cercal, retrabajando en numerosas ocasiones los materiales de la Formação Vermelha, de edad Plioceno superior, descrita por Ramos Pereira (2000, 2007), induciendo por tanto una litología muy similar (Roquero et al., 2017).

La diferente disposición de abanicos aluviales a lo largo de toda esta zona, así como la presencia/ausencia de terrazas marinas escalonadas, permite establecer un comportamiento geodinámico diferente a lo largo de todo este sector del Alentejo portugués.

Las tasas de levantamiento tectónico establecidas por diversos autores en base a la situación de terrazas marinas rocosas a lo largo de diversos sectores de la costa portuguesa, arrojan valores de 0,1-0,2 mm/año (Cabral, 2012); 0,11±0,01 mm/año (Figuereido et al.2013, 2014) o 0,15 mm/año (Moura et al., 2017) en base a la posición de terrazas del Pleistoceno inferior a +70-80 m, del MIS 5e a +21 m (costa SW), y del MIS 5e a +16-20 m (Algarve), respectivamente. Todas estas tasas parecen muy altas para la zona de estudio, donde las terrazas más altas identificadas están situadas a +54-57 m y el Último Interglaciar ha sido localizado a +0,5 m.

#### LOCALIZACIÓN

El área de estudio se localiza en el litoral del Bajo Alentejo entre Sines y Vilanova de Milfontes (Fig. 1), donde el diferente patrón morfoestructural facilita su subdivisión en tres sectores con diferente comportamiento geomorfológico. Los sedimentos fluviales (ríos y abanicos aluviales) proceden de la Sierra de Grandola para el sector norte y de la Sierra del Cercal para el sector centro-sur.

#### METODOLOGÍA

Se ha realizado una cartografía geomorfológica de detalle a partir de la fotografía aérea escala 1:25.000, de los tres sectores estudiados.

Se ha llevado a cabo el análisis sedimentológico de las diferentes unidades sedimentarias descritas, así como el estudio de los suelos desarrollados en las unidades aluviales del sector central, (Roquero et al., 2017). En lo que se refiere a la cronología de las diferentes unidades morfosedimentarias, se tomaron muestras para su datación por OSL (Luminiscence Laboratory, Univ. Oxford) de las unidades aluviales y eólicas desarrolladas sobre todo en el sector central (Zona de la Isla de Pessegheiro, Roquero et al., 2017), así como muestras de conchas de molusco incluidas en la unidad litoral más recientes, para su datación por C<sup>14</sup> y series de U (GEOTOP-UQAM).

#### RESULTADOS Morfoestructura

# Sector Norte

En este sector, los cursos fluviales de Rib<sup>a</sup> da Junqueira y Rib<sup>a</sup> do Morgadell, se adaptan a sendas alineaciones tectónicas (fracturas) con direcciones OSO-ENE y ONO-ESE, que a su vez son cortadas por fallas prácticamente N-S (Fig. 1). Estas grandes alineaciones tectónicas compartimentan este sector tres bloques, con diferente en respuesta geodinámica que se refleja en el desigual dispositivo geomorfológico de los abanicos aluviales en cada uno de ellos.

En el bloque al norte de Rib<sup>a</sup> da Junqueira presenta los abanicos aluviales encajados, el bloque entre Rib<sup>a</sup> da Junqueira y Rib<sup>a</sup> do Morgadell superpuestos y al sur de este último río, se encuentran solapados. Este diferente dispositivo geomorfológico indica un





Fig. 1: Localización del área de estudio con diferenciación de los sectores explicados en texto con diferente patrón. Líneas discontínuas en rojo: principales directrices morfoestructurales (fracturas) identificadas

levantamiento más rápido en el bloque central, con un frente más activo, con los cuerpos sedimentarios más modernos desarrollándose más cerca del frente montañoso, mientras que en los otros dos sectores ocurre lo contrario.

#### Sector central

En este caso, además de las fracturas que delimitan la S<sup>a</sup> do Cercal, existen una serie de alineamientos a los que se adapta el drenaje, con cambios bruscos en su dirección. Buenos ejemplos de estas modificaciones y cambios de dirección son los Bco. do Porto, Corgo do Pessegueiro, Bco. do Queimado y Corgo dos Aivados. Los dos centrales, en su desembocadura se incurvan bruscamente hacia el norte lo que parece indicar un basculamiento en su centro. Las variaciones en las alturas del nivel marino de +2-4 m, parecen confirmar este basculamiento.

Al sur del Corgo dos Aivados, el sector pre-litoral queda compartimentado en tres bloques separados por dos importantes alineaciones NNE-SSO (fallas) y escalonados hacia la costa. El hecho de que no aflore ningún depçosito marino a lo largo de la línea de costa en todo este sector, confirma el hundimiento relativo del bloque más externo. A lo largo de todo este sector central, la morfología de la costa está condicionada por la presencia de una fractura de igual dirección.

#### Sector Sur

En este sector, el Río Mira adapta su curso al paso de sendas fracturas NNO-SSE y OSO-ENE, rectifican su curso actual mediante trazados rectilíneos y formando un ángulo de casi 90°. Este brusco cambio en la dirección del río desde el Pleistoceno inferior, lleva asociado el desarrollo de una secuencia de terrazas marinas escalonadas, cuyo desarrollo está generado por los cambios del nivel del mar ocurridos a medida que se producía el levantamiento costero.

## Unidades morfosedimentarias

Los depósitos cuaternarios que se desarrollan a lo largo del litoral alentejano estudiado son fundamentalmente de tres tipos:

<u>Depósitos fluviales y aluviales.</u> Las unidades de carácter fluvial están asociadas a las Ribeiras da Junqueira y do Morgadell, Corgo do Pessegueiro, Bco. do Queimado, Corgo dos Aivados y Río Mira, de Norte a Sur, que atraviesan la llanura litoral de Este a Oeste.

Los sistemas de abanicos aluviales tienen su origen en las sierras de Grandola (sector norte) y del Cercal (sector centro y sur), y por lo general llegan hasta la costa. Se han diferenciado hasta siete sistemas de abanicos aluviales que abarcan desde el Pleistoceno inferior hasta el Holoceno.

Estos abanicos están constituidos mayoritariamente por arenas arcillosas de tonos rojizos con niveles intercalados de gravas (facies de canal). Esta tonalidad rojiza puede ser debida al retrabajamiento de material procedente de la denominada Formaçao Vermelha (Ramos Pereira, 2000), aunque no se descarta el efecto rubificante de los sucesivos períodos interglaciares, donde un clima más cálido favorece el enrojecimiento por deshidratación de los óxidos de hierro, con desarrollo de suelos rojos intercalados en la secuencia (Roquero et al., 2017).

<u>Depósitos eólicos</u>. Se han diferenciado nueve sistemas de dunas, con distinto grado de cementación, y cuya cronología relativa los sitúa entre el Pleistoceno inferior y el Holoceno. En general, estos sistemas eólicos se originaron por vientos del NO, los más antiguos, y del Oeste, los más modernos. El mayor número y extensión de los sistemas dunares se localiza en el sector sur (Fig. 1).

Depósitos marinos. Recubiertos parcialmente por abanicos aluviales y dunas, se extienden por toda la zona de estudio, aunque con distinto grado de desarrollo. En el sector norte, la secuencia general está compuesta por un total de 11 niveles marinos, los más recientes se identifican a lo largo de la costa actual, y los más antiguos a lo largo de la Rib<sup>a</sup> do Morgadell; en el sector central, pueden observarse los más recientes también a lo largo de la línea de costa, ya que los más antiguos están cubiertos por dunas y abanicos del Pleistoceno inferior y medio. No obstante, en las canteras del Areeiro Moinho Novo también se podían identificar niveles marinos más antiguos. Por último, en el sector sur en el tramo final del valle del río Mira, hacia su desembocadura, se desarrolla una completa secuencia de hasta doce terrazas marinas escalonadas, entre +50 m y el nivel del mar donde se desarrolla un cordón litoral holoceno a +0,5 m.



La secuencia general de terrazas marinas, se ha construido a partir de los afloramientos observados en los Sectores Norte (Rib<sup>a</sup> do Morgadell) y Sur (Río Mira), así como de los depósitos marinos desarrollados a lo largo de la franja costera. Esta secuencia está formada por un total de catorce terrazas marinas y dos cordones litorales, con las siguientes alturas: +54-57 m, +50 m, 46-47 m, +43-44 m, +37-39 m, +33-35 m, +25-26 m, +15-18 m, +12-13 m, +8-10 m, +6-8 m, +2-4 m, y +0,5 m.

Los sectores donde el registro de las unidades más recientes es más completo son el Sector Norte, a lo largo de Praia da Pegada al Sur de Sines, y el Sector Central, en el acantilado bajo el Fuerte de Pessegheiro (Fig.1).

#### Praia da Pegada

A lo largo de la Praia da Pegada es posible observar tres de las cuatro unidades marinas más recientes de la secuencia descrita más arriba, las situadas a +8-10 m, +2-4 m y +0,5 m. De todas ellas, la más continua y mejor representada es la de +2-4 m debido a su marcada ferruginización (Fig. 2). Aunque no se ha realizado por el momento ninguna datación, la situación dentro de la secuencia y la cronología relativa en relación al resto de unidades morfosedimentarias, hace que podamos asignar tentativamente esta unidad al MIS5.



Fig. 2: Praia da Pegada. Depósitos marinos-litorales atribuidos al MIS5, y situados a +2-4 m. En primer plano se puede observar la ferruginización (parcial en este lugar) que caracteriza esta unidad.

#### Praia de Pessegueiro

La secuencia que aflora a lo largo del acantilado bajo el Fuerte de Pessegueiro (Fig. 3), frente a la Ilha do Pessegueiro (Fig.1), presenta una primera unidad formada por un nivel conglomerático grueso de origen litoral sobre una antigua plataforma marina (rasa) excavada sobre el sustrato metamórfico (filitas carboníferas). Este conglomerado de origen marino se encuentra cubierto por una potente serie de abanicos aluviales, con canales intercalados y desarrollo de paleosuelos (Roquero et al., 2017).

Estos abanicos aluviales han sido asignados parcialmente a la Formação Vermelha (Plioceno) y a una secuencia de abanicos posteriores de edad Pleistoceno inferior (Ramos Pereira, 2000, 2007). La secuencia se encuentra sellada por una duna

rampante que les recubre y corona, subiendo desde la playa actual. Dataciones OSL realizadas en esta unidad eólica le asignan una edad de 130ka



Fig. 3: Acantilado bajo el Fuerte de Pessegueiro. Bajo la duna del MIS5 (datación OSL, 130ka), se desarrolla una secuencia de abanicos aluviales con paleosuelos rojos, sobre un depósito conglomerático de origen litoral, desarrollado a su vez sobre una antigua plataforma de abrasión marina (rasa).

(Roquero et al., 2017), es decir más reciente que la edad previamente considerada (Pleistoceno medio, Ramos Pereira, 2007). Esta duna sería compatible con un nivel del mar cercano al actual. En este sentido, se identificó en la misma playa actual (a +0,5 m) un depósito de arenas gruesas o microconglomerados cementado y con fauna (Fig. 4), encajado en la secuencia descrita y que se asocia con dicha duna. La datación realizada por C<sup>14</sup> sobre una concha de molusco dio una edad > 40.000 años, por lo que se procedió a su datación mediante series de U, dando un resultado de >85.000 años. Ambos datos sugieren una edad compatible con su asignación cronológica al MIS5.

#### **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

El desarrollo de las unidades morfosedimentarias tanto marinas como continentales en el sector litoral del Bajo Alentejo, está fuertemente condicionado por las directrices morfoestructurales de la zona. El dispositivo geomorfológico de dichas unidades ha permitido establecer un comportamiento geodinámico diferente a lo largo de todo el sector estudiado.

Se ha identificado una secuencia de catorce terrazas marinas escalonadas a partir de las secuencias observadas en el valle de la Rib<sup>a</sup> do Morgadell y el bajo Valle del Río Mira. Las alturas a las que se desarrollan dichas terrazas están comprendidas entre +57-54 m y +0,5 m.

EL MIS5 se ha identificado en varios puntos: en la Praia da Pegada a +2-4 m, y en la Praia do Queimado, Praia do S. Torpes y Praia do Pessegueiro (+0,5 m). En este último punto, el MIS 5 se encuentra encajado en un nivel conglomerático más antiguo, (+1,5 m) que se desarrolla a su vez sobre una rasa labrada sobre el sustrato metamórfico, y bajo un sistema de abanicos aluviales



y la duna rampante del MIS5. Esta edad ha podido ser confirmada mediante dataciones OSL en dunas y  $C^{14}$  y series de U sobre conchas del nivel marino

southwest of Portugal (Iberian Peninsula): evidences of regional Quaternary uplift. *Annals of Geophysics (Special Issue: Earthqueake geology*) 56, 6, S0672, 19pp.



Fig. 4: Praia do Pessegueiro. Duna del MIS 5, rampante desde la playa hasta coronar el acantilado. En la imagen insertada se observa en detalle el nivel marino situado a +0,5 m snma. A la derecha de la imagen se observa la secuencia sedimentaria desarrollada bajo el Fuerte de Pessegueiro (Fig. 3), con la antigua superficie de abrasión marina (rasa) situada a +1,5 m sobre la que se desarrolla un conglomerado de origen marino litoral, en el cual se encaja el depósito atribuido al MIS5.

#### asociado.

Tanto la distribución de terrazas marinas, como la altura a la que se sitúan las unidades correspondientes al MIS5 (+2-4 m y +0,5 m) no son compatibles con las alturas de las terrazas marinas de esa misma edad descritas por otros autores en otros sectores de Portugal (Figuereido et al., 2013, 2014; Moura et al., 2017). La diferente tasa de movimiento vertical en el Alentejo portugués, debe por tanto ser analizada según la diferentes directrices morfoestructurales observadas en la zona.

**Agradecimientos:** Financiado con los Proyectos FEDER-MINECO CGL2015-69919-R (UAH) y CGL2015-67169-P (USAL)

- Cabral, J. (2012). Neotectonics of mainland Portugal: state of the art and future perspectives. *Journal of Iberian Geology* 38 (1), 71-84.
- Figuereido, P., Cabral, J., Rockwell, T.K. (2013). Recognition of Pleistocene marine terraces in the

- Figuereido, P., Cabral, J., Rockwell, T.K. (2014). Pleistocene marine terraces as evidence for SW Portugal regional uplift. *Resúmenes de la 2ª Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología*, Lorca, España, 11-14.
- Moura, D., Oliveira, S., Horta, J., Gomes, A., Nascimento, A. (2017). Último Interglacial: Terraços na costa rochosa do Algarve central. *IX Reunión de Cuaternario Ibérico, Faro (Portugal). Vol. de Abstracts* 90-91.
- Ramos Pereira, A. (2000). A Geomorfologia e o ordenamento da costa alentejana. En: A zona Costeira do Alentejo (Soares de Carvalho, Veloso Gomes y Taveira Pinto, Eds) Associação Eurocoast – Portugal, Porto, 9-26.
- Ramos Pereria, A. (2007). Geomorphology of the litoral platform: Ilha do Pessegueiro. Field Trip of 4th Annual Conference of IGCP Project 495: Quaternary Land-Ocean Interactions: Driving Mechanisms and Coastal Responses. Field Guide. Day 3, Stop III, 59-67.
- Roquero, E., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Bardají, T., Zazo, C., Boski, T., Martinez-Graña, A., Moura, D. (2017). Registro de las relaciones entre depósitos marinos y continentales del pleistoceno en acantilados costeros: caso de Pessegueiro (Alentejo, Portugal). IX Reunión de Cuaternario Ibérico, Faro (Portugal). Vol. de Abstracts.



www.ehu.eus/xvreunioncuaternario xvreunioncuaternario.estrati-paleo@ehu.eus



Universidad del País Vasco Euskal Herriko Unibertsitatea



Unidad de Formación e Investigación en Cuaternario: Cambios Ambientales y Huella Humana



SOCIEDAD DE CIENCIAS SCIENCE SOCIETY SOCIÉTÉ DE SCIENCES



ASOCIACION ESPAÑOLA PARA EL ESTUDIO DEL CUATERNARIO

